DAS UNTERDEVON IM SÜDLICHEN KANTABRISCHEN GEBIRGE, NORDWEST-SPANIEN (LA VID-FORMATION)

— — —

DER ÜBERGANG VON SILIZIKLASTISCHER ZU KARBONATISCHER SEDIMENTATION

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Geowissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität Tübingen

vorgelegt von
Hans Bernd Leweke
aus Opladen/Rheinland

1983

83 361

DAS UNTERDEVON IM SÜDLICHEN KANTABRISCHEN GEBIRGE, NORDWEST-SPANIEN (LA VID-FORMATION)

DER ÜBERGANG VON SILIZIKLASTISCHER ZU KARBONATISCHER SEDIMENTATION

Dissertation
zur Erlangung des Grades eines Doktors
der Naturwissenschaften
der Geowissenschaftlichen Fakultät
der Eberhard-Karls-Universität Tübingen

vorgelegt von
Hans Bernd Leweke
aus Opladen/Rheinland

1983

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Tag der mündlichen Prüfung:	5. Mai 1983
Dekan:	Prof.Dr. G.Kohlhepp
1. Berichterstatter:	Prof.Dr. R.Schönenberg
2. Berichterstatter:	Prof.Dr. J.Kullmann

V O R W O R T

Meinen verehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. R. Schönenberg und Herrn Prof. Dr. J. Kullmann, danke ich für die Überlassung des Themas, für ihr stetes Interesse am Fortgang der Untersuchungen und ihren wertvollen Rat bei der Ausarbeitung. Herrn Prof. Dr. Kullmann sei außerdem für die Bestimmung der rugosen Korallenfauna gedankt.

Dem Sonderforschungsbereich 53 an der Universität Tübingen bin ich für die finanzielle Unterstützung dieser Arbeit verpflichtet.

Hilfreiche Hinweise für die Geländearbeiten erhielt ich von Herrn Dr. T. Krans, Heerlen (Niederlande), von Herrn Prof. Dr. A. Seilacher, Tübingen und von Herrn Dr. F. Soto, Oviedo (Spanien). Herrn Prof. Dr. Lippmann, Tübingen, danke ich für seine Beratung zum Fragenkomplex der Tonschiefer. Für palynologische Daten danke ich Herrn Dipl. Geol. Wille. Den Herren Dipl.Geol. Engeser, Dr. Frankenfeld, Führer, Reitner, Schöler und Dr. Wetzel sei für ihre Diskussionsbereitschaft gedankt. Herrn Dr. Birenheide, Frankfurt, danke ich für die Auswertung der tabulaten Korallenfauna.

Die elektronenmikroskopischen Aufnahmen entstanden unter der fachkundigen Anleitung von Herrn Hüttemann. Herr W. Wetzel hat in gewohnt sorgfältiger Weise einen Teil der Fotoarbeiten durchgeführt.

Nicht zuletzt danke ich der Bevölkerung von Boñar und Los Barrios de Luna (Spanien) sowie allen meinen spanischen Freunden, die mir meine Geländeaufenthalte mit beispielhafter Gastfreundschaft und Hilfsbereitschaft zu prägenden Erlebnissen machten.

INHALT

		Seite
	Zusammenfassung	4
1	EINLEITUNG	6
1.1	Geologischer Rahmen	6
1.2	Lage des untersuchten Gebietes	7
2	VORDEVONISCHE ENTWICKLUNG DES KANTABRISCHEN VARISZIKUMS	11
2.1	Paläogeographische Grundsituation im Altpaläozoikum	11
2.2	Schichtenfolge im Altpaläozoikum der Kantabrischen Zone	13
3	DIE LA VID-FORMATION ALS BEISPIEL FÜR DAS EINSETZEN UND DIE ENTFALTUNG DES GEOSYNKLINALEN DIFFERENZIERUNGSSTADIUMS IM LEONESISCHEN FAZIESRAUM	16
3.1	Forschungsgeschichte der La Vid-Formation	16
3.2	Lithologie und Fazies der La Vid-Formation	17
3.2.1	Übergangs-Einheit	19
3.2.2	Dolomit-Einheit	23
3.2.2.1	Basale Dolomite mit Sandkörpern	23
3.2.2.2	Intertidale und supratidale Dolomite	28
3.2.2.3	Fluviatile Sandeinschüttungen in das Intertidal	33
3.2.2.4	Auftauchbereiche	36
3.2.2.5	Gesamtüberblick über die Dolomit-Einheit	39
3.2.3	Untere Kalk-Einheit	42
3.2.3.1	Basale bioklastische Kalke	42
3.2.3.2	Kalk/Mergel-Wechselfolgen	46
3.2.3.3	Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen	5o
3.2.3.4	Gesamtüberblick über die Untere Kalk-Einheit	55
3.2.4	Untere Schiefer-Einheit	58
3.2.5	Mittlere Kalk-Einheit	61
3.2.6	Obere Schiefer-Einheit	65
3.2.7	Obere Kalk-Einheit	69

		Seite
3.2.7.1	Bryozoen- und Crinoidenbioherme	69
3.2.7.2	Crinoidenschuttkalke	73
3.2.7.3	Überblick über die Obere Kalk-Einheit	76
3.2.8	Faziesschema der La Vid-Formation	78
4	BEOBACHTUNGEN ZUR TEKTONIK	82
4.1	Schichtverdoppelung im Typprofil La Vid	82
4.2	Zur Tektonik der Esla-Decke	86
5	ZUM PROBLEM DER ÄOLISCHEN SANDE IN DER DOLOMIT-EINHEIT	88
6	ZUM PROBLEM DER INTERTIDALEN UND SUPRATIDALEN DOLOMITE	94
7	DIE BIOSTRATIGRAPHISCHE STELLUNG DER LA VID-FORMATION	99
7.1	Rugöse Korallen des Unter-Ems	99
7.2	Rugose Korallen des unteren Ober-Ems	1oo
7.3	Rugose Korallen des höheren Ober-Ems (?)	1oo
7.4	Das Alter der Unteren Kalk-Einheit	1o1
7.5	Das Alter der Unteren Schiefer-Einheit	1o2
7.6	Das Alter der Mittleren Kalk-Einheit	1o2
7.7	Das Alter der Oberen Schiefer- und Oberen Kalk-Einheit	1o3
7.8	Altersunterschiede zwischen Ost und West	1o4
7.9	Die biostratigraphische Stellung der La Vid-Formation im Vergleich zu ihren Äquivalenten in Palencia (Lebanza- und Abadía-Formation)	1o5
7.1o	Die biostratigraphische Stellung der La Vid-Formation im Vergleich zu ihren Äquivalenten in Asturien	1o7
8	DER WANDEL DER PALÄOGEOGRAPHIE WÄHREND DER LA VID-ZEIT UND SEINE AUSWIRKUNGEN AUF DIE PALÖKOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE	11o
8.1	Schichtenprofil-Traversen	11o
8.1.1	Die Luna-Traverse	11o
8.1.2	Die Bernesga-Traverse	112
8.1.3	Die Esla-Traverse	115

			Seite
	8.2	Paläogeographie und Palökologie vom oberen Gedinne bis zum oberen Ems	117
	8.2.1	Oberes Gedinne	118
	8.2.2	Tieferes Siegen	12o
	8.2.3	Höheres Siegen	121
	8.2.4	Unteres Ems	123
	8.2.5	Spätes Unter-Ems	126
	8.2.6	Unteres Ober-Ems	127
	8.2.7	Höheres Ober-Ems	13o
9	DIE BEZIEHUNGEN DER LA VID-FORMATION ZU ZEITGLEICHEN ENTWICKLUNGEN IN DEN ANGRENZENDEN GEBIETEN		134
	9.1	Die Beziehungen zwischen León und Palencia	134
	9.2	Die Beziehungen zwischen León und Asturien	137
	9.3	Überblick über den Raum Asturien-León-Palencia	139
	9.4	Der Anschluß der Kantabrischen Zone an die Westasturisch-Leonesische Zone	14o
1o	DIE STELLUNG DES KANTABRISCHEN UNTERDEVONS IM WESTEUROPÄISCHEN VARISZIKUM		142
	LITERATURVERZEICHNIS		147
	ANHANG: Abbildungen von rugosen Korallen und Tentaculiten aus der La Vid-Formation		

Zusammenfassung

In der Kantabrischen Zone sensu LOTZE (1963) treten ab dem Oberen Gedinne (Unterdevon) nach einer seit dem Oberkambrium andauernden Phase karbonatfreier, klastischer Sedimentation erstmals wieder Karbonate auf. Gleichzeitig beginnt eine fazielle Differenzierung in einen Asturischen, Leonesischen und Palentiner Faziesraum. Der Übergang von klastischer zu karbonatischer Sedimentation ist im Leonesischen Faziesraum in der La Vid-Formation (Oberes Gedinne bis oberes Ems) dokumentiert, die in 7 lithologische Einheiten untergliedert wird.

Als Ursache für den Wechsel von klastischer zu karbonatischer Sedimentation wird neben klimatischen Veränderungen vor allem eine allmähliche "Kippung" der bisherigen Abtragungs- und Sedimentationsräume angenommen, in deren Folge das im Innenbereich der Kantabrischen Zone gelegene Liefergebiet der liegenden San Pedro-Formation - es wird im NE vermutet - abgesenkt wurde und im N ein neues Hochgebiet entstand. Dort kam es zunächst zu Sebkha-artigen Verhältnissen, zur Ausfällung von Dolomit und zu regionaler Verlandung. Eine anschließende Transgression führte zur Ausbreitung biostromaler und detritischer Kalke von N nach S, deren Sedimentation zweimal nacheinander von nach N vordringenden, tonigen Beckensedimenten der südlich anschließenden Westasturisch-Leonesischen Zone (LOTZE, 1963) unterbrochen wurde. Die große Mehrzahl der gemessenen Schüttungsrichtungen weist nach S.

Der La Vid-Formation entsprechen im Palentiner Faziesraum die Lebanza-Formation und die im Hangenden lagernde Abàdía-Formation. In Asturien ist die Rañeces-Formation das Äquivalent. Alle drei Faziesräume zeigen Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede in Lithologie und Fazies.

Die Westasturisch-Leonesische Zone wird als Aulakogen (VAN DER MEER MOHR et al., 1981) zwischen der Kantabrischen Zone im N und der Galizisch-Kastilischen Zone (LOTZE, 1963) im S und W interpretiert. Fazielle und tektonische Merkmale weisen auf eine Verbindung des Aulakogens mit der Paläo-Tethys im NW hin. Im E scheint es auf dem Festland zu enden. Anhand einiger aktueller Hypothesen zur Geodynamik der Iberischen Halbinsel wird überprüft, ob die Vorstellung eines Aulakogens in der oben beschriebenen Form mit den paläogeographischen Gegebenheiten im Unterdevon kompatibel ist

1 Einleitung

1.1 Geologischer Rahmen

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des von KULLMANN & SCHÖNENBERG (1975) aufgestellten interdisziplinären Arbeitskonzeptes: "Geodynamische und paläökologische Entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien)", dessen Thematik folgendermaßen formuliert wird:

"Erforschung der Beziehungen zwischen der im wesentlichen tektonisch bedingten Schaffung, Veränderung und Verlagerung mariner Lebensräume im Geosynklinalbereich und ihre Ausnutzung durch die Organismen. Ziel der gegenwärtigen Untersuchungen ist ein palökologisch untermauertes Modell für die Entwicklung eines Geosynklinalraumes bis in die Orogenese hinein".

Die geosynklinale Entwicklung wird von KULLMANN & SCHÖNENBERG (1975) in drei Stadien untergliedert:

1. Geosynklinales Differenzierungsstadium: Im Devon eine weiträumige Becken- und Schwellengliederung bei allgemeiner Subsidenz.
2. Nivellierungsstadium: Im Unterkarbon eine relativ weitgehende Nivellierung des Reliefs, die anscheinend auch die Randgebiete der Geosynklinale betroffen hat.
3. Orogenes Differenzierungsstadium: Im Oberkarbon eine zunehmende, engräumige Differenzierung in Hebungs- und Senkungsgebiete, die offenbar in die eigentliche Faltung und Heraushebung des Orogens überleitet.

Der in der vorliegenden Arbeit untersuchte Zeitabschnitt (Oberes Gedinne bis Oberes Ems) repräsentiert das Einsetzen und die Entfaltung des Geosynklinalen Differenzierungsstadiums im tiefen Devon (Stadium 1, s.o.).

1.2 Lage des untersuchten Gebietes

Die hier behandelten Gesteine des Kantabrischen Unterdevons liegen am konvexen Außenrand der Kantabrischen Zone (LOTZE, 1963) und durchlaufen die Provinzen Asturien, León und Palencia (Abb. 1). In León beginnt das Geosynklinale Differenzierungsstadium (s.o.) in Form der La Vid-Formation. Die La Vid-Formation ist Hauptgegenstand der vorliegenden Untersuchungen. Sie ist in der Ost-West-Erstreckung auf 11o km zwischen dem Rio Esla im E und dem Rio Sil im W verbreitet. Ihre nördliche Begrenzung ist die León-Linie. Im S taucht die La Vid-Formation unter das diskordant auflagernde, kohleführende Oberkarbon ab (Abb. 2). Zwischen diesen beiden Grenzlinien liegt eine Entfernung von 25 km. Das Alter der La Vid-Formation entspricht nach heutigem Wissen der Zeitspanne vom Ober-Gedinne bis Ober-Ems.

Im oben beschriebenen Areal wurden 29 Geländeprofile untersucht (Abb. 2), deren Lokalitäten nachfolgend aufgeführt sind. Vergleichsprofile wurden außerdem in der Rañeces-Formation (COMTE, 1959), dem asturischen Äquivalent der La Vid-Formation, aufgenommen. Dasselbe gilt für die teilweise zeitgleiche Lebanza-Formation in Palencia.

Geländeprofile in León:

1	Adrados	1o	La Vid (Typprofil)
2	Grandoso	11	Llama de Colle
3	Argovejo	12	Aleje
4	Villayandre	13	Valbuena
5	Aviados	14	Ocejo de la Peña
6	Montuerto de Curueño	15	Sabero
7	Valporquero	16	Santa Lucía
8	Caldas de Nocedo	17	Villasimpliz
9	Velilla de Valdoré	18	Millaró

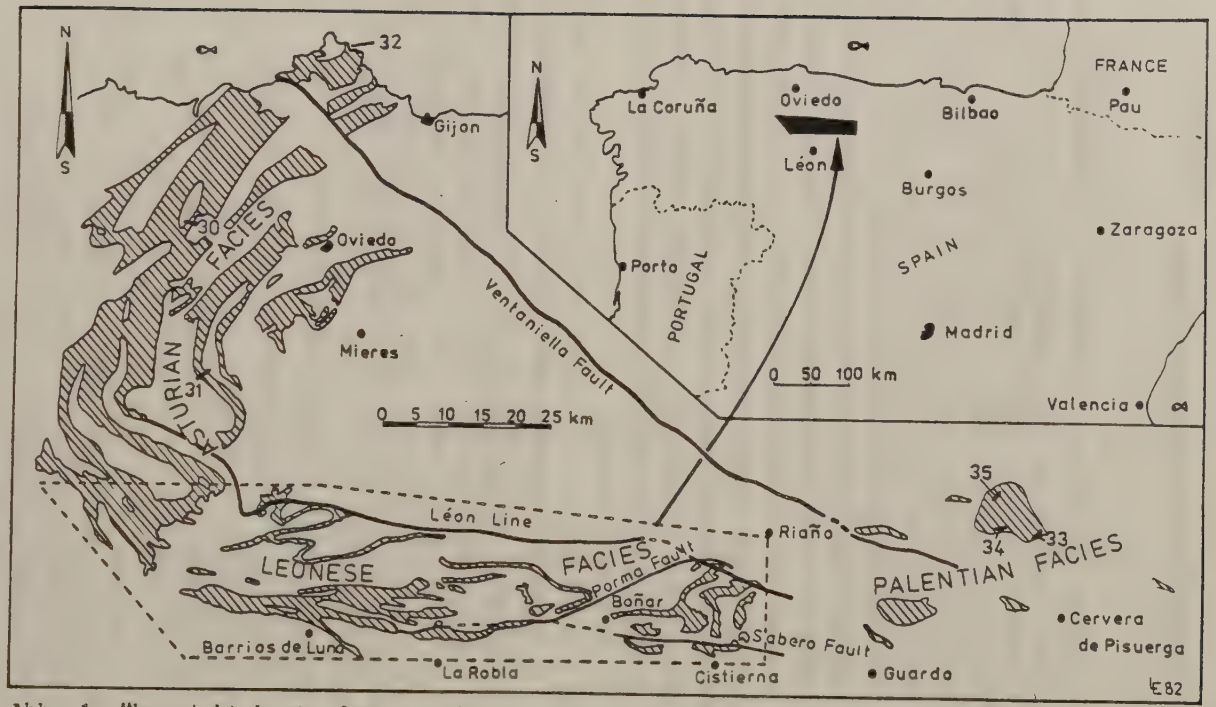


Abb. 1: Übersichtskarte des Kantabrischen Unterdevons (schraffierte Flächen). 3o = Profil Cabruñana; 31 = Profil Teverga; 32 = Profil Bañugues; 33 = Typprofil Lebanza; 34 = Profil Abadía de Lebanza; 35 = Profil Rio Arauz.

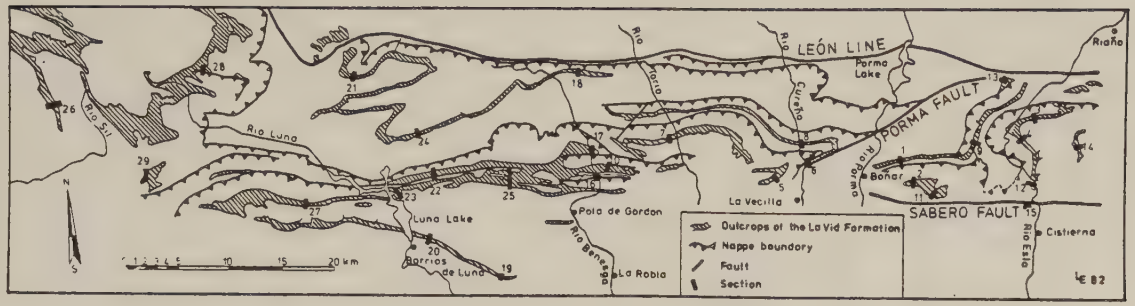


Abb. 2: Ausbisse der La Vid-Formation im Leonesischen Faziesraum und Lage der Geländeprofile.

Fortsetzung Geländeprofile in León:

19 Viñayo
20 Sagüera
21 Casa Mieres
22 Aralla
23 Luna-Stausee Nord
24 Caldas de Luna
25 Geras de Gordon
26 Lumajo
27 Abelgas
28 Torre de Babia
29 Quintanilla de Babia

Vergleichsprofile in Asturien:

3o Cabruñana
31 Teverga
32 Bañugues

(Lage dieser Profile siehe Abb. 1)

Vergleichsprofile in Palencia:

33 Lebanza (Typprofil)
34 Abadía de Lebanza
35 Rio Arauz

(Lage dieser Profile siehe Abb. 1)

2 Vordevonische Entwicklung des Kantabrischen Variszikums

Zum besseren Verständnis der lithofaziellen und paläogeographischen Stellung der La Vid-Formation im Kantabrischen Unterdevon erscheint es sinnvoll, die räumlichen und faziellen Verhältnisse im Altpaläozoikum Kantabriens zu charakterisieren.

2.1 Paläogeographische Grundsituation im Altpaläozoikum

Die großräumige Entwicklung im Altpaläozoikum wurde von WALTER (1977) beschrieben. Demnach war Zentral-Asturien und Nord-León (Kantabrische Zone nach LOTZE, 1963, s. Abb. 3) im tiefen Unterkambrium Teil eines produktiven Festlandes. Diesem vorgelagert bestand ein stabiler Schelf, der den Raum der Westasturisch-Leonesischen Zone (LOTZE, 1963) einnahm. Die Galizisch-Kastilische Zone (LOTZE, 1963) war zu dieser Zeit ein mobiles Bathyalgebiet. Ob der Grenzbereich zwischen dem stabilen Schelf und dem mobilen Bathyalgebiet eine präkambrisch angelegte Schwellenregion oder ein normal entwickelter Schelfrand war, ist nach heutigem Wissensstand nicht nachprüfbar.

Im höheren Unterkambrium bis tiefen Mittelkambrium war das Festland der Kantabrischen Zone abgetragen und wurde Bestandteil des stabilen Schelfs der Westasturisch-Leonesischen Zone. Eine Anlieferung von Sedimenten in die Kantabrische Zone unterblieb jedoch vorerst, und es kam dort vermutlich zu zeitweiligen Schwellenbildungen. Das mobile Bathyalgebiet der Galizisch-Kastilischen Zone blieb zunächst weiter bestehen.

Ab dem höheren Mittelkambrium wich der stabile Schelf der

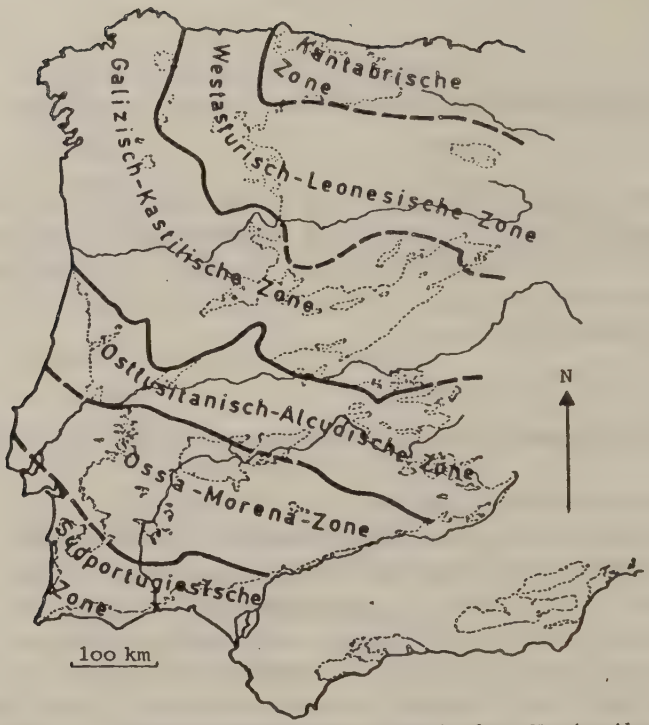


Abb. 3: Zonengliederung des Iberischen Variszikums (aus LOTZE, 1963).

Westasturisch-Leonesischen Zone weitgehend einem bathyalen Trog. Eine Schelfplattform bestand nur im Bereich der Kantabrischen Zone, die nun auch mit gröber klastischen Sedimenten aus E bzw. N beschickt wurde. Möglicherweise haben sich in der Galizisch-Kastilischen Zone, die bis dahin ein mobiles Bathyalgebiet war, zur gleichen Zeit erste Hebungstendenzen durchgesetzt.

Im mittleren und höheren Ordovizium hatten diese Hebungen sich so weit fortgesetzt, daß eine mobile Becken- und Schwellenregion von W bzw. S weit in den Trog der Westasturisch-Leonesischen Zone vorgerückt war. Hier entstand ein Stillwasser-Becken in einem Bogen um den stabilen Schelf der Kantabrischen Zone. Da der Schelf zu dieser

Zeit weitgehend sedimentfrei blieb, wird angenommen, daß er zumindest zeitweise Festland war.

Im Silur veränderte sich die Gliederung des höheren Ordoviziums nur unwesentlich. Der nordöstliche Teil der Kantabrischen Zone wurde jedoch dauernd festländisch und verwandelte sich in ein Liefergebiet (vgl. POLL, 1970), das nach W und S den stabilen Schelf mit den klastischen Sedimenten der San Pedro-Formation beschickte. Diese paläogeographische Situation blieb im wesentlichen wohl bis in das tiefe Unterdevon bestehen.

2.2 Schichtenfolge im Altpaläozoikum der Kantabrischen Zone

In León wird die als jungpräkambrisch geltende Mora-Formation von den sandig-tonigen Sedimenten der unterkambrischen Herrería-Formation diskordant überlagert. Letztere bildete sich unter sehr flach marinen Bedingungen und zeitweise starkem fluviatilen Einfluß (VAN DEN BOSCH, 1969). Dieses küstennahe Milieu fand in den basalen Dolomiten der mittelkambrischen Láncara-Formation seine Fortsetzung, während die hangenden Trilobitenkalke der gleichen Formation bereits in höheren Wassertiefen zur Ablagerung kamen.

Im Oberkambrium setzte mit der Oville-Formation, deren Sande und Tone auf einem flachen Schelf sedimentiert wurden (VAN DEN BOSCH, 1969), eine lange Periode mit ausschließlich siliziklastischer Sedimentation ein, die ihr vorläufiges Ende erst im tiefen Unterdevon fand.

Die mächtigen Sandstein-Abfolgen der Barrios-Formation (oberes Ordovizium bis unteres Silur) kamen ebenfalls auf einem flachen Schelf zur Ablagerung. Wellensortierung und "tidal channels" deuten darauf hin. Einen vagen Hinweis auf ein Kaledonisches Ereignis liefern die Erosionshorizonte am Top der Formation, die eine Schichtlücke zur hangenden, schiefrigen Formigoso-Formation des mittleren Silurs wahrscheinlich werden lassen (RUPKE, 1965).

Die reduzierenden Bedingungen der Formigoso-Formation wurden im oberen Silur durch das oxidierende Milieu der San Pedro-Formation abgelöst. Die Zunahme der Sedimentationsenergie signalisiert außerdem eine Regression (VAN DEN BOSCH, 1969), die in den liegenden Partien der unterdevonischen La Vid-Formation ihren Gipfel erreichte.

Im Unterdevon traten dann einschneidende Veränderungen ein: Mit dem Einsetzen des Geosynklinalen Differenzierungsstadiums begann sich der bislang mehr oder weniger einheitliche Faziesraum in drei faziell selbständige Bereiche mit mit vorwiegend karbonatischer Sedimentation zu gliedern. Nebeneinander entwickelten sich (s. Abb. 4) die Asturische, Leonesische und Palentiner Fazies (BROUWER, 1962). An diesem Wendepunkt setzen die Untersuchungen zu vorliegender Arbeit ein.

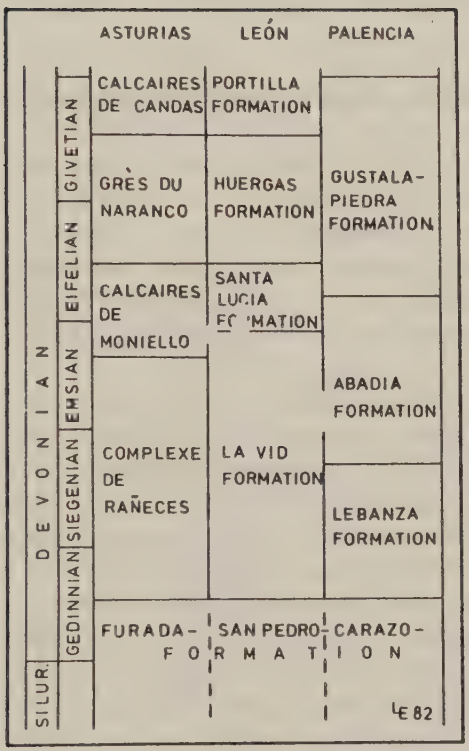


Abb. 4: Gliederung des Kantabrischen Unterdevons in drei Faziesräume ab dem oberen Gedinne (Asturias und León nach COMTE, 1959; Palencia nach VAN VEEN, 1965).

3 Die La Vid-Formation als Beispiel für das Einsetzen und die Entfaltung des Geosynklinalen Differenzierungsstadiums im Leonesischen Faziesraum

3.1 Forschungsgeschichte der La Vid-Formation

Die La Vid-Formation wurde unter der Bezeichnung "Calcaires et Calcschistes de La Vid" von COMTE (1959) eingeführt. Als Typprofil wählte COMTE den eindrucksvollen Aufschluß an der Straße von La Vid (Bernesga-Tal) nach Vegacervera (Torío-Tal). Das Profil steht etwa einen Kilometer östlich der Ortschaft La Vid an.

Bereits in den frühen 5oer Jahren begannen die Vorarbeiten zu einer geologischen Kartierung des Kantabrischen Gebirges durch die Universität Leiden/Niederlande, parallel zu geologischen Untersuchungen durch die Universität Münster. In den 6oer Jahren erschienen die geologischen Karten der Leidener Schule. Der Übersichtskarte von DE SITTER (1962) im Maßstab 1:1oo ooo folgten Teilgebietskarten verschiedener Autoren im Maßstab 1:5o ooo. RUPKE (1965)unterteilte dabei die La Vid-Formation in 4 lithologische Einheiten; EVERS (1967) und VAN DEN BOSCH (1969) nahmen eine Dreiteilung der Formation vor. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit machen jedoch eine verfeinerte, auf 7 Einheiten erweiterte Gliederung notwendig (s. Kap. 3.2., Abb. 5).

Eine spezielle stratigraphisch-fazielle Untersuchung der La Vid-Formation in ihrer gesamten Ausdehnung im Leonesischen Faziesraum existierte bis zur Vorlage dieser Arbeit nicht.

3.2 Lithologie und Fazies der La Vid-Formation

Die La Vid-Formation setzt sich im wesentlichen aus Dolomiten, Kalken und Schiefern zusammen. Abb. 5 zeigt in einer Gegenüberstellung der Gliederungen von RUPKE (1965), EVERS (1967) und VAN DEN BOSCH (1969) die eigene Neugliederung in 7 lithologische Einheiten (vgl. LEWEKE, 1982).

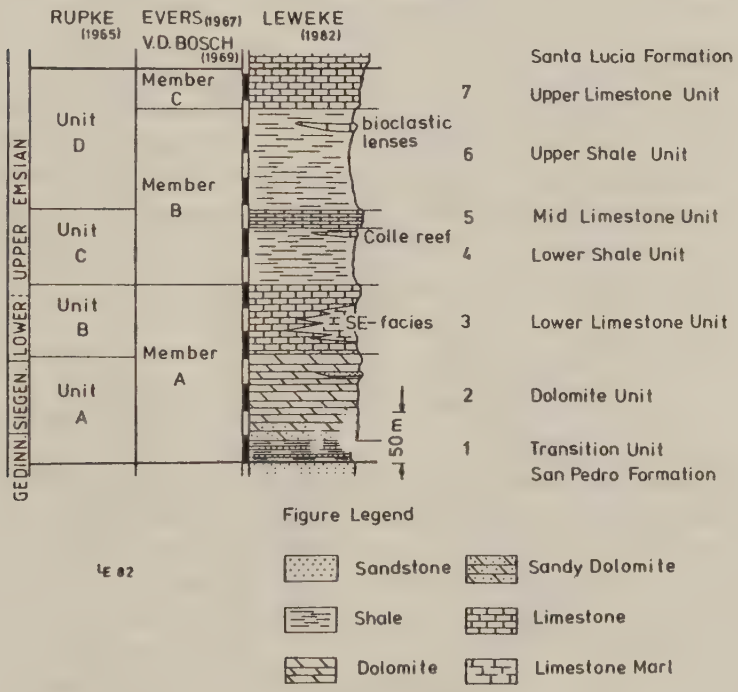


Abb. 5: Standardprofil der La Vid-Formation und Neugliederung in 7 lithologische Einheiten. Zum Vergleich die bisherigen Einteilungen von RUPKE (1965), EVERS (1967) und VAN DEN BOSCH (1969).

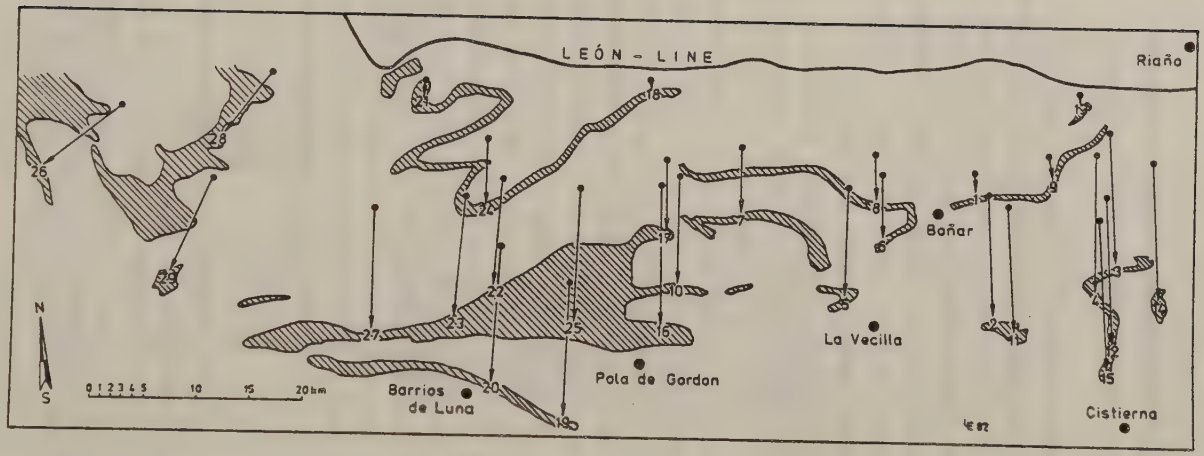


Abb. 6: Ungefähre Position der heutigen Ausbisse der La Vid-Formation vor der Faltung des Kantabrischen Gebirges. Pfeile = Rekonstruierte Profillage; Punkte = Heutige Profillage; Ziffern = Profil-Nr.; Profil-Namen siehe S. 7 und 1o. Text siehe S. 19.

Die 7 Einheiten der La Vid-Formation sind, von wenigen Ausnahmen abgesehen, in allen Geländeprofilen vertreten, zeigen aber regional Unterschiede in Lithologie und Mächtigkeit. Ausgehend vom Standardprofil (Abb. 5) wird im Folgenden die lithologische Entwicklung der La Vid-Formation sowie deren räumlich unterschiedliche Verbreitung beschrieben.

Um die paläogeographische Entwicklung des Sedimentationsraumes möglichst unverzerrt darstellen zu können, wurde die ursprüngliche Lage der Geländeprofile vor der Auffaltung des Orogens rekonstruiert. Die dazu benötigten Daten entstammen im wesentlichen den Geländequerschnitten und den Textangaben von RUPKE (1965), STAALDUINEN (1973), EVERS (1967) und VAN DEN BOSCH (1969), ergänzt durch eigene Beobachtungen. Die rekonstruierten Positionen der Profile sind in Abb. 6 dargestellt.

3.2.1 Übergangs-Einheit

Der Übergang von der siliziklastischen San Pedro-Formation zur La Vid-Formation ist unscharf. Die Anlieferung von Sanden nimmt allmählich ab, während gleichzeitig die Matrix der Sedimente zunehmend karbonatisch wird.

Lithologie

Hellbraune Sandsteinbänke mit Mächtigkeiten von 2 bis 10 cm alternieren mit etwa gleich mächtigen Lagen aus dunkelgrauen, dunkelgrünen oder auch rötlichen Tonschiefern. Die Sandsteine sind nicht selten gradiert und flach schräggeschichtet. Ein Auskeilen ist häufig zu beobachten.

Die Schichtunterseiten weisen Negativabdrücke von "flute casts" auf; auf den Schichtoberseiten sind Oszillationsrippeln mit Kammabständen zwischen 5 und 2o cm sehr häufig. Oft sind die Schichtungsgefüge der Sandsteinbänke durch Bioturbation zerstört. Gelegentlich finden sich Einschlüsse von aufgearbeiteten, gut gerundeten Tonscherben in den Sanden. Das Bindemittel der Sandsteine wird zum Hangenden zunehmend dolomitisch. In den nördlichen Profilen werden lokal dünne kohlige Tonschieferbänder und Sandsteinbänke mit eingeschlossenen Pflanzenresten angetroffen.

Die Tonschiefer sind in der Regel feingeschichtet und nicht durchwühlt. Sie gleichen jeweils das durch die unterlagernden Sandsteinbänke entstandene Relief aus.

Außer der in den Sandsteinen häufigen Bioturbation sind Fossilien höchst selten. Es wurden lediglich ein Fischrest und wenige Brachiopoden in Steinkernerhaltung gefunden.

Fazies

Die Übergangs-Einheit wird nicht in allen Profilen angetroffen. Die Begrenzungslinie ihrer Verbreitung zeichnet eine leicht bogenförmig von E nach W verlaufende Senke nach, die nach E im heutigen Esla-Tal ausklingt (Abb. 7). Zwischen dem Bernesga- und Luna-Tal deutet sich eine Ausbuchtung nach S an. Hier liegt auch ein Mächtigkeitsmaximum mit 12 m (Profil 22, Aralla). Ein weiteres mit 14 m findet sich im E bei Grandoso (Profil 2).

Die senkenförmige Ausbildung der Übergangs-Einheit wird auf ein entsprechendes Relief am Top der San Pedro-Formation zurückgeführt. Es mag sich um eine Lagune im "Schatten" einer gegen das offene Meer (im S) vorgelager-

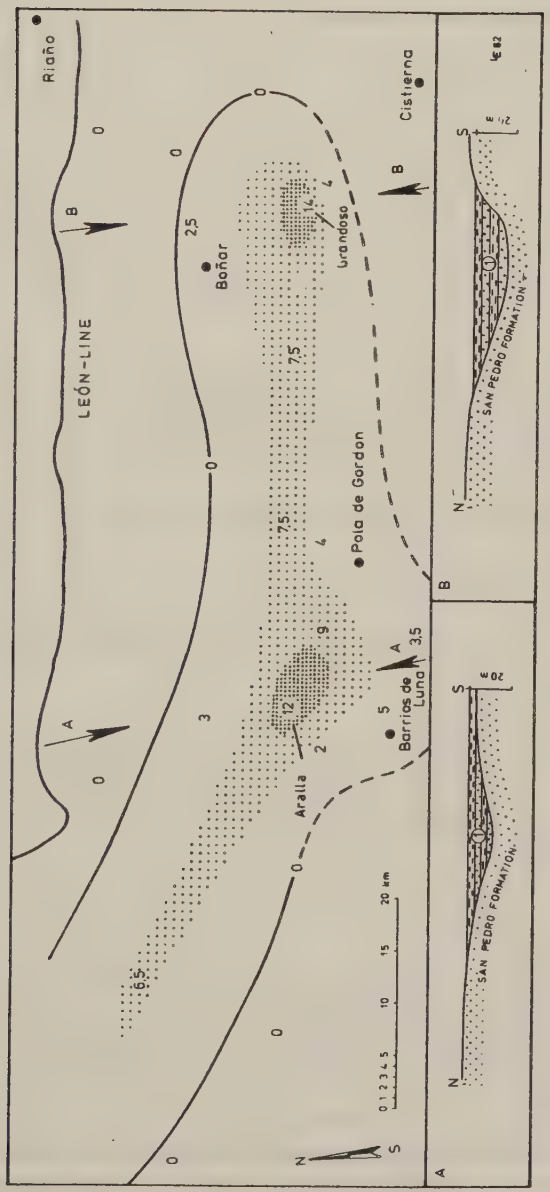


Abb. 7: Verbreitung und Mächtigkeit der Übergangs-Einheit. Zahlen = Mächtigkeit in m; 1 (in den Schnitten A und B) = Übergangs-Einheit.

ten Sandbarre handeln. Dies deuten auch die zahlreichen Rippelhorizonte in diesem Bereich an, die für eine lagunäre Fazies charakteristisch sind (GOLDRING & LANGENSTRASSEN, 1980).

Innerhalb der Lagune herrschte eine Stillwassersedimentation in Form von Peliten vor. Stürme sorgten für die Anlieferung von Sanden, die als turbiditische Sequenzen am Boden der Lagune zur Ruhe kamen. Die Herkunft der Sande ist nicht eindeutig feststellbar. In den nördlichen Profilen enthalten die Sande jedoch Pflanzenreste. Dies deutet auf eine Anlieferung aus einem nahen, im N gelegenen Festland hin, dessen Existenz außerdem durch Wurzelböden angezeigt wird: VAN DEN BOSCH (1969) beschreibt sie aus dem Gebiet des nördlichen Luna-Stausees.

Die Bioturbation in den Sanden der Lagune repräsentiert die Rekolonisierung des Substrates nach jeder Beruhigung einer hochenergetischen Sedimentationsphase. Nach dem "Verbrauchen" des mit den "Sturmsedimenten" angelieferten sauerstoffreichen Wassers sterben die wühlenden Organismen wieder ab.

Diese fazielle Interpretation wird unterstützt durch KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN (1982), die ganz ähnliche Bedingungen am Übergang der Carazo-Formation in die Lebanza-Formation in Palencia beschreiben: "Member A" der Lebanza-Formation zeigt sedimentologische Parallelen zur Übergangs-Einheit der La Vid-Formation. Am Boden eines Stillwasserbeckens mit toniger Grundsedimentation kommen durch Stürme angelieferte Sande und Silte zur Ablagerung, die so lange von Organismen durchwühlt werden, bis die ursprünglichen, abiotischen Verhältnisse wieder eingetreten sind.

Da sich die oben beschriebene Senke in den hangenden Einheiten der La Vid-Formation immer wieder andeutet, wird

vermutet, daß sie tektonisch angelegt ist. Das Eintiefen der Senke zuzeiten der Übergangs-Einheit wäre demnach die erste tektonische Bewegung, die als Einleitung des geosynklinalen Differenzierungsstadiums gedeutet werden kann (Entsprechende Untersuchungen aus der San Pedro-Formation liegen allerdings noch nicht vor).

3.2.2 Dolomit-Einheit

Die Dolomit-Einheit ist vertikal und regional stark differenziert. Dies hat seinen Grund in erster Linie darin, daß eine Interaktion zwischen terrestrischer und mariner Sedimentation die Faziesentwicklung im Leonesischen Raum bestimmt. Sandige Sedimente verschwinden dabei nach und nach.

3.2.2.1 Basale Dolomite mit Sandkörpern

Das gleichzeitige Auftreten terrestrischer und mariner Sedimente wird in den basalen Dolomiten besonders deutlich. Mehrere Sandkörper werden offenbar fluviatil in einen flach marinen Lebensraum eingebracht.

Lithologie

Auf den Sedimenten der Übergangs-Einheit lagern dickbankige, graugelb verwitternde Dolomite, die mit wesentlich dünnmächtigeren, dunkelgrauen Tonschieferbänken alternieren. In den meisten Profilen enthalten die Dolomitbänke Sande, die in gradierten Lagen zwischen 3 und 20° schräggeschichtet vorliegen. Zum Hangenden werden die Sande feinkörniger und weichen allmählich siltigen und schließ-

lich pelitischen Ablagerungen. In den höchsten Partien werden gelegentlich Oolithe angetroffen.

Im Dünnschliff (vgl. S. 27, Bild 1) wird sichtbar, daß der Dolomit in der Regel rekristallisiert ist, wodurch seine ursprünglichen Strukturen verwischt sind. Die sandigen Klasten bestehen in der Hauptsache aus Quarz, seltener sind Glimmer und Feldspäte vertreten. Dünnschliffe aus den hangenden Partien der basalen Dolomite zeigen mitunter massenhaft Ooide.

In den sandigen Lagen finden sich Spuren von Bioturbation. Der Bestand an Körperfossilien steigert sich im Vergleich zur Übergangs-Einheit sprunghaft. Lagenweise eingeschüttete Crinoidenstielglieder und kleinwüchsige Brachiopoden werden besonders in den südlichen Profilen, wo die Sandschüttungen zurücktreten, beobachtet. Bryozoen sind sehr selten. Diese Besiedelung spricht im übrigen dagegen, daß es sich um primäre, durch Präzipitation gebildete Dolomite handelt.

Fazies

In die basalen Dolomite sind drei größere Sandkörper eingeschüttet (Abb. 8). Diese stehen anscheinend in einer gewissen räumlichen Beziehung zu der Senke der Übergangs-Einheit, was besonders an dem mittleren Sandkörper zu erkennen ist. Folgendes spricht dafür, sie als von N vorgebaute Deltas zu deuten: Die dickste Bankung, steile Schrägschichtung und grobe Korngrößen werden in den zentralen Bereichen der Sandkörper angetroffen. Nach außen werden die Korngrößen kleiner, die Schrägschichtung flacher und die Bankung dünnmächtiger. Die gemessenen Schüttungsrichtungen weisen im östlichen Teil überwiegend

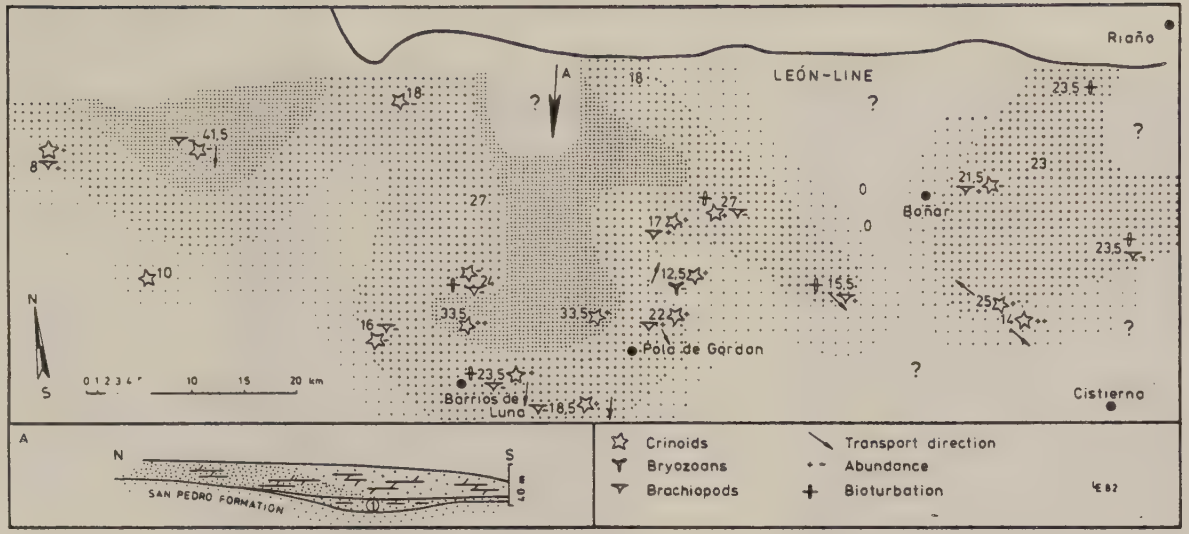


Abb. 8: Verbreitung und Mächtigkeit der basalen Dolomite mit Sandkörpern. Zahlen = Mächtigkeit in m; 1 (im Schnitt A) = Übergangs-Einheit.

nach SE. Im westlichen Teil schwenken die Schüttungen nach S bis SSW. Die Anlieferung der fluviatilen Sande erfolgte also aus N.

Die Sande werden von einer sehr flach marinen, karbonatischen Fazies aufgenommen. Die dort verbreiteten Dolomite sind sicher nicht präzipitativ entstanden. Dafür spricht die reiche Besiedelung durch Brachiopoden und Crinoiden, die in einer Fazies der Dolomitausfällung nicht lebensfähig wären. Auf flaches, gut bewegtes Wasser weisen im übrigen die lokal angetroffenen Oolithe hin.

Die Ausnutzung dieses neuen Lebensraumes durch die Fauna wird von den ökologischen Gegebenheiten bestimmt: Im Bereich der stärksten Sandanlieferung können sich sessile Faunen nur schwer ansiedeln. Die Ablagerungen werden lediglich von Sedimentfressern durchwühlt. Wenige abgerollte Crinoidenreste werden durch anlandige Strömungen die Delta-Slopes hinauftransportiert. An den meerwärtigen Delta-Flanken, im Bereich der feineren Korngrößen, finden Brachiopoden einen geeigneten Lebensraum vor. Dies gilt offenbar auch für Crinoiden, deren Schutt hier gehäuft in Form von Stielgliedern angeliefert wird. Das Herkunftsgebiet des Crinoidenschuttes ist wohl am Fuß der Delta-Vorbauten zu suchen, denn hier werden längere Stielteile und Kelchplatten gefunden.

Den Transportmechanismus des Crinoidenschuttes beschreibt RUHRMANN (1971) aus der oberen La Vid-Formation des Esla-Tales. Das von ihm entwickelte Modell kann aber auch auf die hier behandelte Fazies angewandt werden: Der Aufwuchs der Crinoiden findet in einem niedrig energetischen Milieu im etwas tieferen Wasser statt. Bei starkem Wellengang, etwa bei Stürmen, kommt es zu einer partiellen Zerstörung der Aufwuchsstätten. Schwere Bruchstücke fallen zu Boden, kleinere Stielteile werden durch Springtrans-

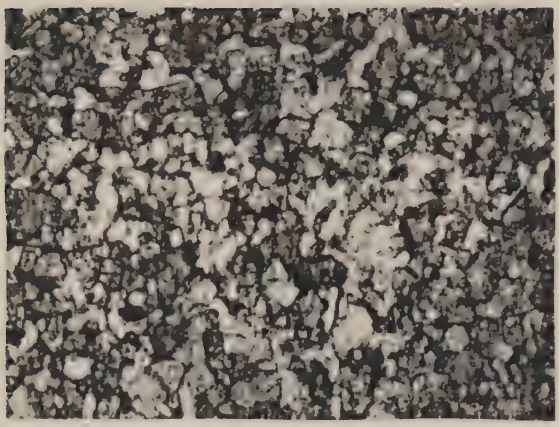


Bild 1: Rekristallisierter Dolomit mit Quarzklasten (weiß) aus den basalen Dolomiten (Kap. 3.2.2.1). Vergrößerung x 5o.

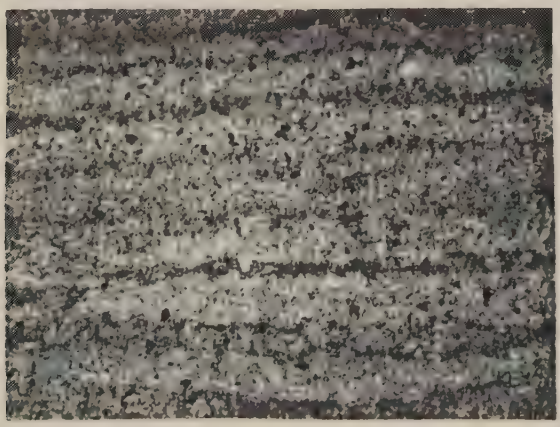


Bild 2: Laminierter Dolomit (Algenlaminit) aus dem Intertidal (Kap. 3.2.2.2). Vergrößerung x 25.

port den Hang hinauftransportiert und dabei zum Teil weiter zerbrochen. Die kleinen Stielglieder bleiben am längsten in der Schwebe, so daß sie durch Strömungen fortgetragen werden können. Auf diese Weise wurden sie im vorliegenden Fall weit landeinwärts nach N verdriftet.

3.2.2.2 Intertidale und supratidale Dolomite

Im intertidalen und supratidalen Teil der Dolomit-Einheit ist die aus der Übergangs-Einheit bekannte Senke erneut erkennbar. In ihr erreichen die Sedimentmächtigkeiten ihr Maximum. Im W des untersuchten Gebietes wird außerdem nun das Einbiegen der Senke in den Kantabrischen Bogen sichtbar. Die mächtigsten Ablagerungen liegen ebenfalls im W.

Lithologie

Die intertidale und supratidale Fazies setzt sich aus verschiedenen Gesteinstypen zusammen. Am weitesten verbreitet sind laminierte, sehr feinkörnige und weißlich verwitternde Dolomite, die mit dünnbankigen, etwas dunkleren Dolomitmergeln alternieren. Die Lamination der Dolomite liegt im mm-Bereich. Sie ist durch eine abwechselnde Ablagerung sedimentreicher und algenreicher Lagen entstanden (TILL, 1978), die auch im Dünnschliff (S. 27, Bild 2) erkennbar ist. Es handelt sich also um Algenlaminite. Innerhalb der Algenlaminite finden sich typische inter- bis supratidale Strukturen wie Trockenrisse, "Birdseyes" ("vogelaugen"-förmige, diagenetisch mit Calcit verfüllte Kavernen) und "Tepees" (umgekehrt v-förmige, regelmäßige Aufwölbungen des Sediments im cm-Bereich). Gelegentlich werden Pseudomorphosen nach Gips beobachtet. Einen siche-

ren Hinweis auf hypersalinare Bedingungen liefern die ebenfalls im Dünnschliff erkennbare. authigenen Quarze (vgl. GRIMM, 1962). Letztere werden in Kap. 6 behandelt.

In den Algenlaminiten werden lokal gut gerundete und sortierte Sande angetroffen, die locker gepackt in mm-dünnen Lagen vorliegen. Sie konnten im Verlauf der Untersuchungen als äolisch transportiert identifiziert werden (vgl. Kap. 5).

Fast so häufig wie die Algenlaminite treten massige, gelbgraue bis rötliche Dolomite auf, die ähnlich den Zellendolomiten der oberostalpinen Raibler Schichten stark kavernös sind. Der Grund dafür tritt im Dünnschliff (s. Seite 32, Bild 3) zutage: Es sind zahlreiche Anhydritkristalle und Hohlräume sichtbar; letztere entstanden durch diagenetische Herauslösung von Anhydrit. Zum Teil wurden die Hohlräume nachträglich wieder mit Calcit verfüllt. Im Gelände werden gelegentlich bis zu faustgroße Anhydritaggregate im Gestein vorgefunden. Neben den authigenen Quarzen sind diese Anhydritbildungen ein weiterer Hinweis auf ein hypersalinares Milieu (FOLK & PITTMAN, 1971). Die Dolomite selbst sind stark rekristallisiert, so daß ihre vermutlich präzipitative Bildung (s. "Fazies", S. 3o) auch im Dünnschliff nicht mehr nachprüfbar ist.

Innerhalb der Algenlaminite treten lokal fächerförmig akkumulierte, fluviatile Sande auf. Darüberhinaus wurden Auftauchsedimente beobachtet, die eine regionale Verlandung anzeigen. Beide Sedimenttypen - fluviatile Sande und Auftauchsedimente - werden im Anschluß an dieses Kapitel getrennt beschrieben.

Fossilien sind in keinem der hier beschriebenen inter- und supratidalen Sedimente vorhanden. Lediglich am Übergang von den basalen Dolomiten zum intertidalen Milieu wurden gelegentlich kleine, zum Teil herausgelöste Bra-

chiopoden und wenige Crinoidenstielglieder gefunden. Sehr selten wurden hier auch tabulate Korallen angetroffen, in einem Fall sogar in Lebensstellung. Bioturbation wird im Dünnschliff erkennbar, in dem die Grabgänge durch eine gröbere Kristallisation des Dolomits nachgezeichnet werden.

Fazies

Durch die Fortsetzung der bereits in den basalen Dolomiten angedeuteten regressiven Tendenz bildet sich ein großflächiges Areal aus Algenlaminiten und Sebkha-Sedimenten, das im S ungefähr bis an den Rand der Übergangs-Einheit reicht (Abb. 9). Die Algenlaminite sind dem Intertidal wohl näher als die massigen Dolomite, da das Algenwachstum von einer mehr oder weniger regelmäßigen Zufuhr frischen Meerwassers abhängig ist (vgl. WILSON, 1975). Der Bereich der massigen Dolomite repräsentiert das Supratidal. Er wurde offenbar so selten vom Meerwasser erreicht, daß es zu einer fast vollständigen Eindampfung kommen konnte. Aufsteigende Porenwässer transportierten gelösten Anhydrit an die Sedimentoberfläche, wo er unter den gegebenen Bedingungen auskristallisierte (TILL, 1978). Typisch für das Supratidal sind außerdem die gelben und roten Farben des Sediments (WILSON, 1975). Die - heute stark rekristallisierten - massigen Dolomite waren vermutlich auch primär dolomitisch. Zur Entstehung von Anhydrit ist nämlich - genau wie für die Bildung primärer Dolomite - ein arides Klima mit extrem hohen Temperaturen nötig.

Trockenrisse und Tepee-Strukturen in den Algenlaminiten dokumentieren, daß der Zutritt von Meerwasser in das Intertidal manchmal über längere Zeit ausbleibt. Durch die Nähe zum Festland kommt es auf den Algenmatten zur Ausbreitung locker gepackter äolischer Sande mit relativ

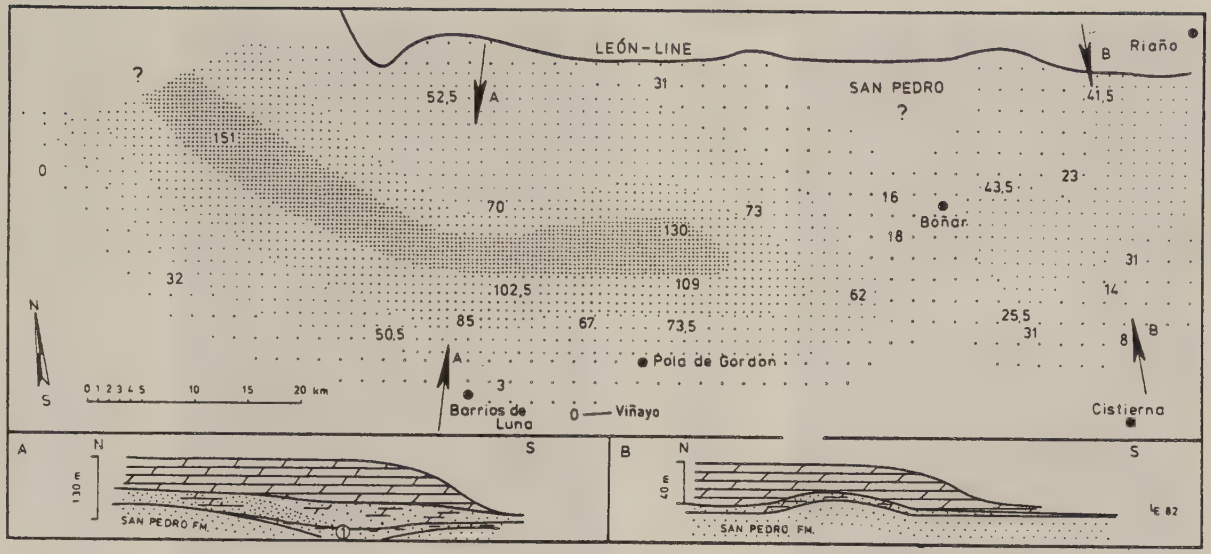


Abb. 9: Verbreitung und Mächtigkeit der intertidalen und supratidalen Dolomite. Zahlen = Mächtigkeit in m; 1 (im Schnitt A) = Übergangs-Einheit.

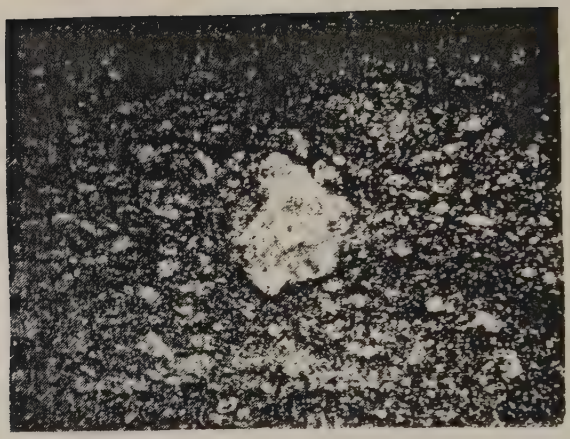


Bild 3: Massiger Dolomit mit Anhydrit-Aggregat (Bildmitte) aus den supratidalen Dolomiten (Kap. 3.2.2.2). Vergrößerung x 25.

Bild 4: Sandstein aus den Sandeinschüttungen im Intertidal (Kap. 3.2.2.3). Pfeile = diagonal verlaufender Wühlgang. Vergrößerung x 25.

einheitlichen Korngrößen (vgl. Kap. 5).

Ein rezentes Beispiel für eine Fazies des hohen Intertidals und Supratidals beschreibt TILL (1978) aus der Küstenregion von Abu Dhabi. Dort breiten sich im hohen Intertidal Algenmatten aus, die nicht immer vom Hochwasser erreicht werden. Im Supratidal bilden sich "Sebkha brines", in denen es zur völligen Verdunstung des selten angelieferten Meerwassers und der aufsteigenden Porenwässer kommt. Dies führt zur Ausscheidung von $CaSO_4$.

Die Fazies der Algenlaminite und Sebkha-Sedimente ist über den gesamten untersuchten Raum verbreitet (Abb. 9). Ihre größte Mächtigkeit erreicht sie mit bis zu 150 m in der E-W streichenden Senke, in der offenbar eine erheblich beschleunigte Subsidenz stattfindet. Außerdem setzt sich nun nach einer Einschnürung im Bereich des Porma-Tales die erhöhte Subsidenz weiter nach E fort.

Nur im südlichsten Profil, nämlich Viñayo (Profil 19, Abb. 31) fehlt die inter- und supratidale Fazies. Hier lagern im Hangenden der basalen Dolomite (Kap. 3.2.2.1) bioklastische Kalke und Kalkmergel der Unteren Kalk-Einheit (Kap. 3.2.3). Der Übergangsbereich des Intertidals in die südlich gelegene, subtidale Fazies liegt demnach unmittelbar nördlich von Viñayo.

3.2.2.3 Fluviatile Sandeinschüttungen in das Intertidal

In den Algenlaminiten treten lokal bis zu 6 m mächtige Sandsteinlinsen auf. Es handelt sich um dickbankige, unreife Sandsteine mit großer Komponentenvielfalt. Der Rundungsgrad der Sandkörner ist schlecht, die Korngrößen

sind wenig sortiert und erreichen Durchmesser bis zu 5 mm. Hauptgemengteil ist Quarz, daneben sind Feldspäte, Glimmer, Glaukonit, Tonfetzen und kohlige Pflanzenreste enthalten. Im Dünnschliff (vgl. S. 32, Bild 4) ist eine Aufarbeitung durch wühlende Organismen erkennbar. Gradierung ist nicht zu beobachten, wohl aber flache Schrägschichtung.

Die Sande wurden offenbar fluviatil vom nördlich gelegenen Festland auf die Algenmatten transportiert. Im E und im Zentrum des Gebietes konnten sich jeweils größere Sandkörper nach S vorbauen, bis sie innerhalb der Grenzen der aus der Übergangs-Einheit bekannten Senke zum Stehen kamen (Abb. 1o). Es dürfte sich um zwei Flußmündungen handeln, die mehrmals über kurze Zeit aktiv waren. Einige Merkmale machen einen Vergleich mit rezenten "Wadis" möglich: Die schlechte Sortierung, die mitunter beträchtlichen Korngrößen und die enthaltenen Pflanzenreste lassen auf eine schnelle Akkumulation hochenergetisch erodierten und nur über kurze Entfernung verfrachteten Materials schließen. Außerdem konnten sich, wie im Dünnschliff zu erkennen ist, auf den Oberflächen der einzelnen Sandschübe immer wieder dünne Algenfilme ausbilden, was bei einer kontinuierlichen Sandanlieferung nicht möglich gewesen wäre. In einigen Profilen wurden sogar mehrere Sandlinsen übereinander angetroffen, die voneinander durch Algenlaminit-Bänke getrennt sind.

Bemerkenswert ist, daß das westliche der beiden "Wadis" im Zuge der Ausbuchtung nach S angelegt ist, die die Senke der Übergangs-Einheit im Bereich des Luna-Tales beschreibt (vgl. Abb. 7). Hier war auch schon das zentrale Delta in den basalen Dolomiten aktiv (Kap. 3.2.2.1), das ebenfalls weit nach S in die Ausbuchtung hinein progradiert war (vgl. Abb. 8). Möglicherweise bestehen also paläogeographische Zusammenhänge zwischen den alten Flußmündungen und den jüngeren "Wadis".

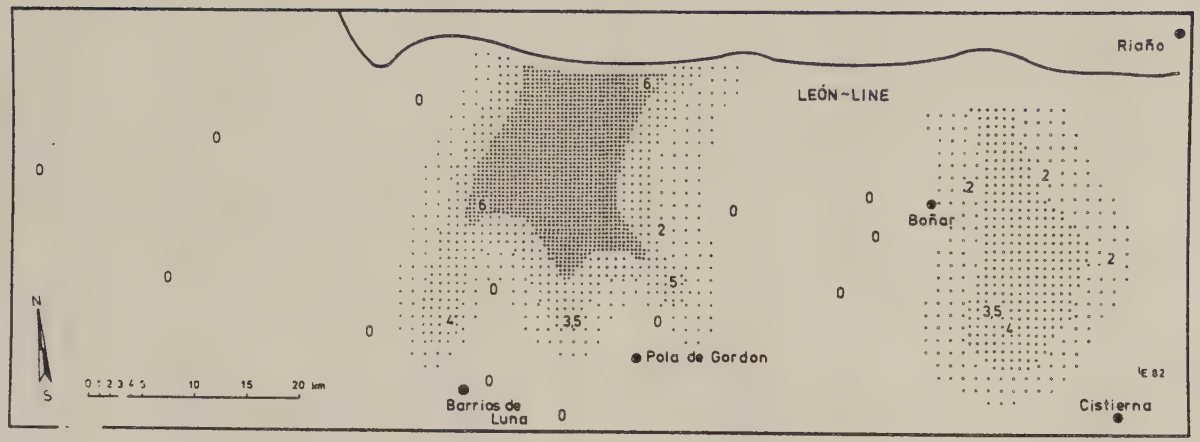


Abb. 1o: Verbreitung und Mächtigkeit der fluviatilen Sandeinschüttungen in das Intertidal. Zahlen = Mächtigkeit in m.

3.2.2.4 Auftauchbereiche

Während der supratidalen Phase führt die Regression mehrmals zu einer anhaltenden Verlandung großer Teile des Sedimentationsraumes.

Lithologie

Die Abfolge beginnt mit einer Wechsellagerung schmutzig-grauer, dünnbankiger Dolomite mit etwa gleich mächtigen Bänken schwarzer, fettig glänzender, mitunter violett schimmernder Tonschiefer, die häufig kohlig sind. Gelegentlich werden auch mm-dünne Kohleflözchen beobachtet. Im Hangenden lagern Tone und Silte (im NW, Torre de Babia, sogar Sande) in grünen, grauen, gelben und roten Farben, die den Abfolgen des schwäbischen Mittleren Keupers sehr ähnlich sind. Den hangenden Abschluß bildet eine Dolomit/Tonschiefer-Wechselfolge ähnlich der, die an der Basis angetroffen wird (s.o.).

Makrofossilien wurden nicht gefunden. Eine palynologische Untersuchung einiger Proben aus den kohligen Schiefern erbrachte jedoch Funde von Sporen primitiver, limnischer Farnpflanzen (Dipl. Geol. WILLE, frdl. mdl. Mittlg.). Einige Proben enthielten Sporen zusammen mit marinen Algen, was für eine Einwehung der Sporen in ein marin beeinflußtes Milieu spricht. Mehrere Proben lieferten jedoch ausschließlich Sporen (Miosporen und Megasporen der Gattungen cf.*Retusotriletes*, cf. *Emphanisporites*, cf.*Calamospora* u.a.). Dies deutet - aufgrund der Abwesenheit mariner Algen - auf eine Ablagerung im limnischen Milieu hin.

Weitere Hinweise auf Pflanzenwachstum liefern Wurzelböden, die in mehreren Profilen - zum Teil in unmittelbarer Nähe der Sporenfundpunkte - beobachtet wurden.

Fazies

Die verschiedenen Auftauchbereiche bilden eine Art "Landzunge" (Abb. 11), die sich von NW in einem Bogen nach E zieht und sich dabei an die Region innerhalb der alten, aus der Übergangs-Einheit (Abb. 7) bekannten Senke hält. Die größten Mächtigkeiten der Auftauchsedimente werden im Zentrum der Senke angetroffen.

An den Rändern der "Landzunge" keilen die Auftauchsedimente gegen die Dolomite des Supratidals (Kap. 3.2.2.2) aus. Die "Landzunge" selbst wurde offenbar - wie z.B. Teile des Mittleren Keupers - partiell durch fluviatile Anlieferung von Silten und sogar Sanden gebildet. Dies gilt besonders für den sehr breit angelegten westlichen Teil der "Landzunge". Im Profil 28 (Torre de Babia) bestehen immerhin 9 m der insgesamt 27 m Auftauchsedimente aus Silt- und Sandsteinen:

1 m	Wechsel schmutziggrauer Dolomite mit schwarzen, teils kohligen Tonschiefern und Kohleflözchen
4 m	Wechsel hellgelber Sandsteine mit roten oder graugrünen Siltsteinen
2 m	hellgelber, feinkörniger Sandstein
3 m	rötliche Siltsteine mit dünnen, ebenfalls roten Tonschiefer-Zwischenlagen
17 m	Wechsel schmutziggrauer Dolomite mit schwarzen, teils kohligen Tonschiefern und Kohleflözchen

Es ist leicht vorstellbar, daß derartige fluviatile Aufschüttungen ein Relief bildeten, auf dem sich seichte Süß- oder Brackwasserseen füllten und von einer entsprechenden Flora besiedelt wurden. Sicher konnte zeitweilig auch das Meer bis in die Auftauchbereiche vordringen, da es in letzteren ja zur Bildung von Evaporiten gekommen ist. Die relativ hohe Mächtigkeit der Auftauchzone - besonders in ihrem westlichen Teil - könnte auf erhöhte Subsidenz innerhalb der Grenzen der alten Senke zurückzuführen sein.

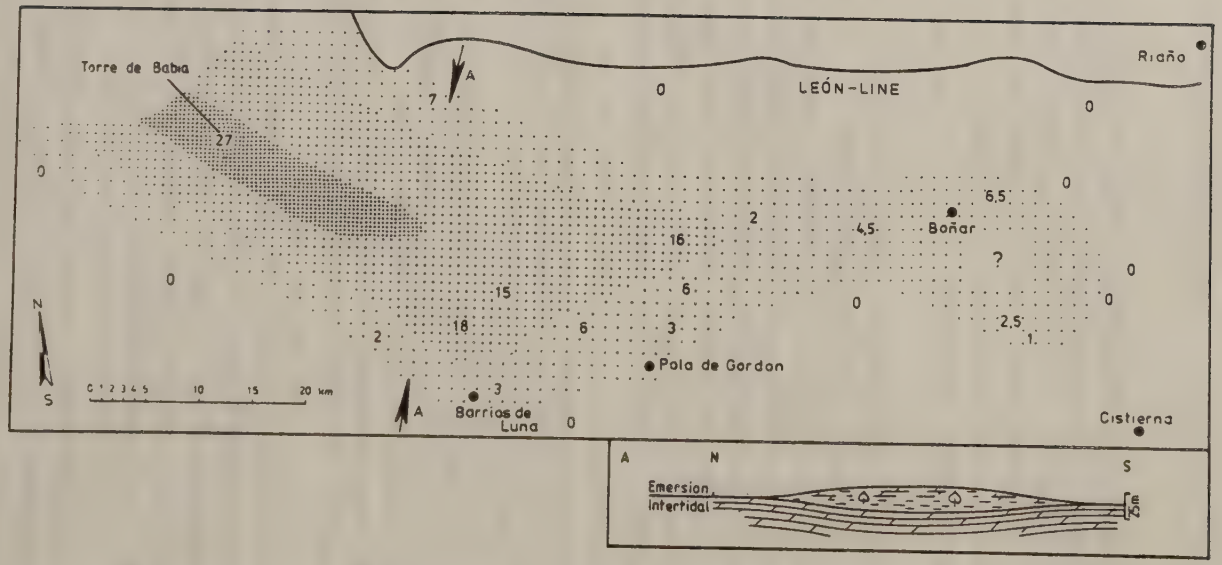


Abb. 11: Verbreitung und Mächtigkeit der Auftauchsedimente. Blattsignatur (im Schnitt A) = Auftauchbereiche. - Ohne Überhöhung beträgt das Verhältnis Aufwölbung/Breite etwa 1:1000! - Zahlen = Mächtigkeit in m.

Eine Verlandung wie die hier beschriebene "Landzunge" tritt im Rahmen einer ähnlichen Fazies ehrmals im Unteren Purbeck von Dorset in Südengland auf. WEST (1975) beschreibt baumbestandene Landstreifen, die sich auf Algenlaminiten des hohen Intertidals ausbreiten. Er betrachtet die Landstreifen als lokale Verwitterungshorizonte, die durch zeitweiliges Auftauchen entstanden sind. Die Auftauchsedimente werden als "Dirt beds" bezeichnet. Sie bestehen, wie die Auftauchsedimente der La Vid-Formation, aus Wechselfolgen von dunklen Tonschiefern und Karbonaten. Für die Bildung setzt WEST (1975) ein semiarides Klima voraus.

3.2.2.5 Gesamtüberblick über die Dolomit-Einheit

Abb. 12 stellt die räumliche Verbreitung und die Mächtigkeitsverteilung der gesamten Dolomit-Einheit dar. Der Verlauf der Region mit erhöhter Subsidenz zeichnet sich deutlich ab. Von N her wird die Dolomit-Abfolge durch die sandigen Ablagerungen dreier Flußmündungen unterbrochen, die sich bis in die Senkungszone vorbauen. Deshalb ist die Mächtigkeit der Dolomite innerhalb der Senkungszone auch an diesen drei Stellen verringert. Im E scheint sich die Senke nach N und S zu verbreitern, denn im Bereich des Esla-Tales sind die Mächtigkeiten der Dolomit-Einheit relativ einheitlich.

An der Nordflanke der Senke ist die Besiedelung durch die Fauna spärlich. Hier werden nur verfrachtete, kleine Crinoidenstielglieder und wenige Brachiopoden angetroffen. Während der Bildung der basalen Dolomite haben aber immerhin zeitweise Bedingungen geherrscht, die den Aufwuchs von Bryozoen und tabulaten Korallen ermöglichten. Die Fundpunkte dieser Faunen liegen jedoch am südlichen

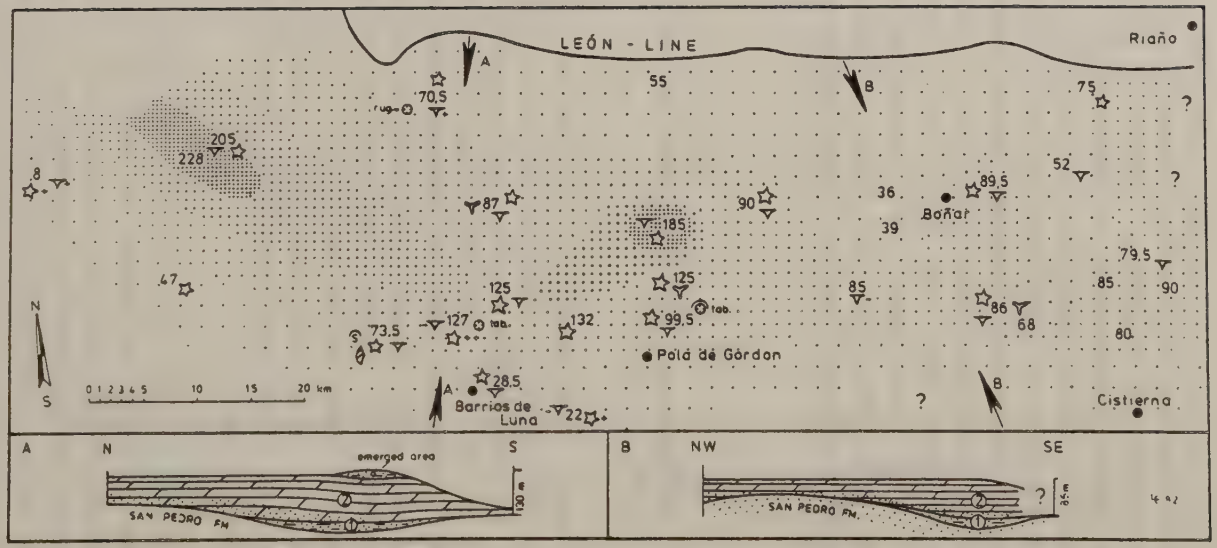


Abb. 12: Verbreitung und Mächtigkeit der Dolomit-Einheit. Zahlen = Mächtigkeit in m. Zeichen in den Schnitten A und B: 1 = Übergangs-Einheit; 2 = Dolomit-Einheit; Blattsignatur = Auftauchbereich. Fossilsymbole: ☆ = Crinoiden; ▽ = Brachiopoden; Y = Bryozoen; ⊕ = Korallen (tab = tabulat); 𓆟 = Gastropoden; ⟆ = Stromatolithen; ∩ = Aufwuchs in situ.

Rand der Senke, der wohl vom offenen Meer her besser mit nährstoffreichem Wasser versorgt wurde als die nördlichen, landwärtigen Regionen. Das gleiche gilt auch für die Aufwuchsstätten der Crinoiden.

Es wurde bereits angedeutet, daß sich die Senke im äußersten E zu verbreitern scheint. Dies könnte ein Hinweis auf eine Öffnung bzw. Überleitung zum Palentiner Faziesraum sein, in dem sich zur gleichen Zeit Kalke eines offen marinen Milieus ausbreiteten. KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN (1982) beschreiben das Progradieren dieser Kalke von NW her auf den gesamten Palentiner Raum. Ähnliche Hinweise auf einen paläogeographischen Zusammenhang zwischen León und Palencia wiederholen sich während der weiteren Entwicklung im Unterdevon. Deshalb wird auf die fazielle Parallelisierung des Leonesischen Raumes mit dem Palentiner Raum später noch detailliert eingegangen.

Im Folgenden sei noch einmal zusammengefaßt, auf welche Beobachtungen sich die Hypothese stützt, daß der größte Teil der Dolomit-Einheit einer intertidalen und supratidalen Fazies zuzuordnen ist:

Extrem niedrige Wassertiefen kennzeichnen den Sedimentationsraum bereits zu Zeiten der basalen Dolomite, in die sich von N her drei große, als Deltas gedeutete Sandkörper vorbauen. Zwischen den Sandkörpern sedimentieren Dolomite, deren hangendste Teile lokal als Oolithe vorliegen. Darüber werden im gesamten Raum Algenlaminite angetroffen, die nur am Südrand des untersuchten Raumes stark ausdünnen. Vermutlich wurden sie großenteils präzipitativ gebildet. Dafür sprechen die enthaltenen Anhydritkristalle und authigenen Quarze (s. Kap. 6), die für ein hypersalinares Milieu charakteristisch sind. Makroskopisch erkennbare Merkmale wiederholten Trockenfallens sind Trockenrisse, "Tepees" und "Birdseyes". Ein mehr oder weniger regelmäßiger Zutritt von Meerwasser wird durch die Algen-

filme dokumentiert, deren Wachstum unter kurzzeitiger Wasserbedeckung stattgefunden haben muß. Die in die Algenlaminite eingeschütteten Sande sind äolisch transportiert und teilweise auf trockengefallenen Oberflächen zur Ablagerung gekommen (vgl. Kap. 5).

Die im Hangenden der Algenlaminite zu beobachtenden massigen Dolomite sind Produkte einer Fazies, die dem Zutritt von Meerwasser noch etwas weiter entzogen war. Hier kam es so selten zu einer Überflutung, daß eine weitgehende Eindampfung eintrat, wie sie in rezenten Sebkha-Arealen beobachtet wird. Dies bestätigen z.B. viele bis zu faustgroße Anhydrit-Aggregate sowie die gelben und roten Farben des Gesteins. Darüberhinaus liegen die beschriebenen Auftauchbereiche innerhalb der räumlichen Grenzen der supratidalen Dolomite.

3.2.3 Untere Kalk-Einheit

Die Untere Kalk-Einheit greift über die gesamte Dolomit-Fazies hinweg und vertritt diese schließlich gegen S. Terrigener Einfluß ist in den Kalken nicht mehr feststellbar. Es lassen sich drei verschiedene Gesteinstypen innerhalb der Unteren Kalk-Einheit unterscheiden, deren Mächtigkeiten regional starken Schwankungen unterliegen.

3.2.3.1 Basale bioklastische Kalke

Der Wechsel von den Dolomiten zu den hangenden bioklastischen Kalken vollzieht sich in der Regel sehr schnell,

Bild 5: Bioklastischer Kalk mit Peloiden und Ooiden. Pfeil = benthische Foraminifere. Vergrößerung x 5o.

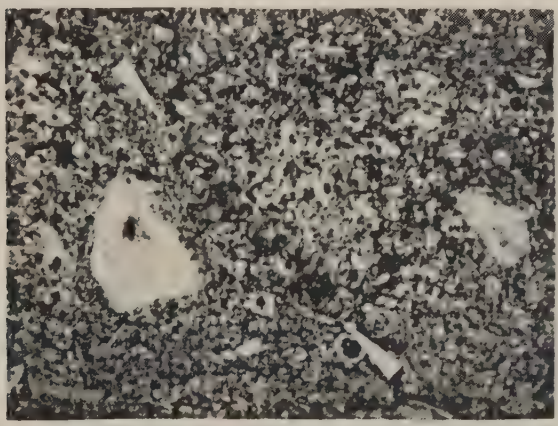


Bild 6: Bioklastischer Kalk mit Crinoiden- und Brachiopodendetritus. Diagonal im Bildzentrum (Pfeile): benthische Foraminifere. Vergrößerung x 25.

von einer Bank zur anderen. Hellgraue, mehr oder weniger grobkörnige Fossilschuttkalke lagern in 1o bis 2o cm mächtigen Bänken. Sie sind oft gradiert und leicht schräggeschichtet. Besonders grober Schutt ruht in Dachziegellagerung. Im Dünnschliff (S. 43, Bild 5) wird ein hoher Anteil an Peloiden und Ooiden erkennbar.

Der biogene Schutt besteht in der Hauptsache aus Brachiopoden und Crinoidenstielgliedern. Bryozoen und rugose Korallen legen lokal erste kleine Aufwuchsstätten an. Tentaculiten sind oft in feinkörnigen Bänken anzutreffen. Vereinzelt werden Trilobiten beobachtet. Im Dünnschliff (Bild 5 und 6, S. 43) sind benthische Foraminiferen erkennbar.

Fazies

Die basalen bioklastischen Kalke sind offenbar Produkte einer in unmittelbarer Nachbarschaft gelegenen Zone mit reichem Faunenwachstum (Abb. 13). Im N, wo die bioklastischen Kalke relativ geringmächtig und vor allem feinkörnig ausgebildet sind, scheint sich eine Lagune zu bilden. Dafür sprechen einerseits die hier stark abnehmenden Korngrößen, andererseits aber auch die Faunen, die diesen Bereich besiedeln. Neben Brachiopoden nutzen vor allem Tentaculiten und Trilobiten die ruhigeren Verhältnisse aus.

Nach N keilt die lagunäre Fazies gegen die im vorigen Kapitel beschriebenen Dolomite des Inter- und Supratidals aus. Im S wird sie von einer Zone mit biostromalem Faunenwachstum begrenzt. Hier, wo nährstoffreiches Wasser zur Verfügung steht, etablieren sich erste Kolonien von Bryozoen und rugosen Korallen (Abb. 13). Sie wachsen zusammen mit Brachiopoden auf, die mittlerweile im gesamten Gebiet Lebensraum gefunden haben. Die biostromale Zone

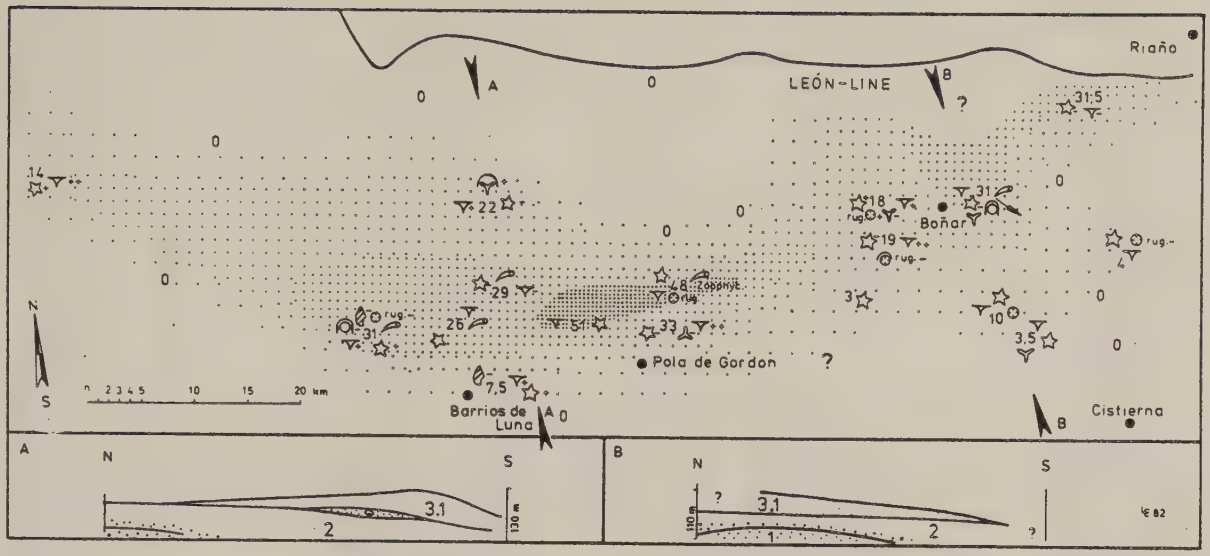


Abb. 13: Verbreitung und Mächtigkeit der bioklastischen Kalke. Zahlen = Mächtigkeit in m. Legende: ☆ = Crinoiden; ▽ = Brachiopoden; Y = Bryozoen; ⊕ rug = rugose Korallen; ◯ = Trilobiten; ⌐ = Tentaculiten; ∂ = Gastropoden; ⌒ = Biostrom; ++ = sehr häufig; + = häufig; - = selten. Schnitte A und B: 1 = Übergangs-Einheit; 2 = Dolomit-Einheit; 3.1 = Bioklastische Kalke.

hat wohl ihre Umgebung morphologisch überragt, da beträchtliche Schuttmengen von hier abgetragen wurden.

Innerhalb der Biostromzone werden die bioklastischen Kalke am mächtigsten. Gradierte Schüttungen und Dachziegellagerung sind häufig. Offenbar liegt hier die "Vor-Riff-Zone", die den "Riffschutt" von N her aufnimmt. Der ebenfalls hier sedimentierte Crinoidenschutt stammt aber offensichtlich vom südlich gelegenen Fuß der "Vor-Riff-Zone", von wo er unter gleichzeitiger Sortierung durch Strömungen nach N hangaufwärts verfrachtet wurde. Denn Stielteile und große Stielglieder finden sich nur am Südrand des Gebietes; im Biostrom-Bereich lagern feinere Fraktionen. Die kleinsten Stielglieder gelangten weit nach N in die Lagune hinein (vgl.RUHRMANN, 1971).

Ganz im E weicht die bioklastische Fazies nach N zurück und geht, wie die weitere Beschreibung zeigen wird, nach SE in eine Fazies des tieferen Wassers über. Dies könnte, ähnlich wie die Verbreiterung der Senkungszone im Esla-Tal innerhalb der Dolomit-Einheit (Kap. 3.2.2.5), ein vager Hinweis auf einen Übergang in die tiefere Fazies des Palentiner Raumes sein. Dieser Hinweis ist allerdings unter dem Vorbehalt zu verstehen, daß wegen der oberkarbonischen Überdeckung der Übergang nach Palencia im Gelände nicht untersucht werden kann und daß außerdem die paläogeographische Gliederung des Leonesischen und Palentiner Raumes sehr engräumig ist.

3.2.3.2 Kalk/Mergel-Wechselfolgen

Durch die fortschreitende Transgression kann sich die lagunäre Fazies zunächst weiter nach N auf die Dolomite des

Inter- und Supratidals ausdehnen, während die Produktivität der Biostromzone nachläßt. Die bioklastischen Kalke an der Südflanke der Biostromzone werden von feinkörnigeren Karbonaten überdeckt, die eine Zunahme der Wassertiefe anzeigen. Schließlich verschwindet auch die lagunäre Fazies im N.

Lithologie

Mittel- bis dunkelgraue Kalke mit Bankmächtigkeiten von 5 bis 1o cm alternieren mit Kalkmergeln oder Mergelkalken von dunkelgrauer Farbe. Die Kalkbänke sind oft gradiert oder zeigen ein laminares Gefüge. Slumping und auskeilende Fossilschuttbänke werden häufig beobachtet. In den nördlichen Profilen treten häufig Brachiopodenschille auf, in denen massenhaft vollständige und zerbrochene Brachiopodenschalen zum Teil in Dachziegellagerung angehäuft sind.

Die Fauna ist in diesem Schichtglied relativ formenreich vertreten. Man findet neben reichlichem Crinoiden- und Brachiopodenschutt tabulate und rugose Korallen, Tentaculiten, Bryozoen, Trilobiten und Cephalopoden. In den Kalkmergeln sind neben Oberflächenwühlgefügen (Zoophycos) reichlich vertikale Bioturbationsspuren vorhanden. Ferner wurden gelegentlich Aufwuchsstätten von Crinoiden, Bryozoen und tabulaten Korallen angetroffen.

Fazies

Abb. 14 zeigt in der E/W-Achse mehrere Profilpunkte, wo die Kalk/Mergel-Wechselfolgen fehlen bzw. weniger als 1o m mächtig sind. Sie liegen vermutlich auf einem zusammenhängenden "Rücken". Dies scheinen auch fazielle Unter-

schiede zwischen den Bereichen nördlich und südlich dieses "Rückens" zu bestätigen: Nördlich des "Rückens" ist die Untere Kalk-Einheit vielfach unvollständig, im S jedoch ist sie meist komplett.

In den Profilen 17 (Villasimpliz, S. 53) und 28 (Torre de Babia) fehlen die Kalk/Mergel-Wechselfolgen. Im Profil 17 werden in den Auftauchsedimenten der Dolomit-Einheit mehrere Aufarbeitungshorizonte und Bänke bioklastischer Kalke beobachtet. Im Profil 28 fehlt sogar die gesamte Untere Kalk-Einheit. Hier der entsprechende Profilausschnitt:

4 m dunkelgraue Tonschiefer (Untere Schiefer-Einheit)

2 m rotbraune, schwach kalkige Tonschiefer (Untere Schiefer-Einheit). An der Basis Fossilgrus.

74 m laminierte Dolomite des Intertidals (Dolomit-Einheit)

Im Profil 28 wurde also die Untere Kalk-Einheit entweder nicht abgelagert oder wieder erodiert. Im Profil 17 scheinen transgressive Vorgänge für die Aufarbeitung der Auftauchsedimente und die Ablagerung bioklastischer Kalke gesorgt zu haben. In Kap. 3.2.3.4 werden die Umstände dieser beiden Spezialfälle gesondert behandelt.

Die Entstehung der Kalk/Mergel-Wechselfolgen beruht auf einer Zunahme der Wassertiefe. Dadurch gelangt die ehemalige Lagune nördlich des Rückens nach und nach unter offen marine Verhältnisse und wird immer seltener von Fossilschutt-Turbiditen aus der Biostromzone erreicht. So kann sich dort nun eine individuenreiche Fauna aus Crinoiden und Brachiopoden entwickeln. Letztere leben offenbar bevorzugt ganz im N, während Crinoiden in der gesamten ehemaligen Lagune rasenförmige Aufwuchsstätten anlegen.

Tentaculiten werden nur in mergeligen Bänken gefunden. Tabulate und rugose Korallen sowie Bryozoen treten in den Fossilschuttfahnen auf, sind also wohl aus der südlich gelegenen Biostromzone herantransportiert worden.

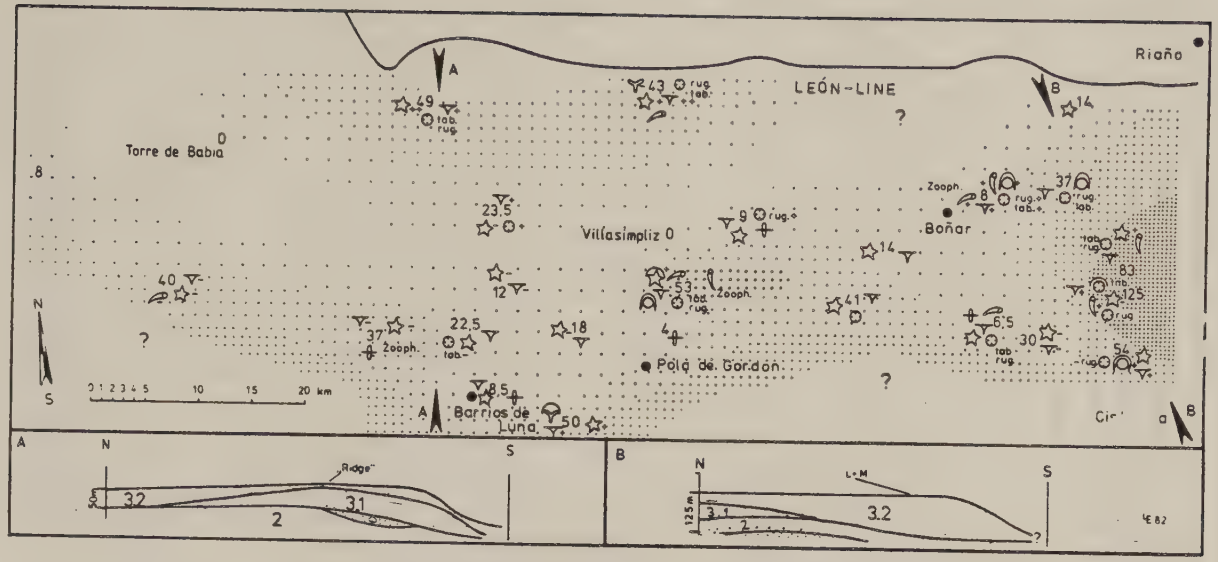


Abb. 14: Verbreitung und Mächtigkeit der Kalk/Mergel-Wechselfolgen. Zahlen = Mächtigkeit in m. Legende: Zooph. = Zoophycos; = Crinoiden; = Brachiopoden; = Bryozoen; = Korallen (tab = tabulat, rug = rugos); = Tentaculiten; = Cephalopoden; = Trilobiten; = Bioturbation; = Wachstum in situ; ++ = sehr häufig; + = häufig; - = selten. Zahlen in den Schnitten A und B: 2 = Dolomit-Einheit; 3.1 = bioklastische Kalke; 3.2 = Kalk/Mergel-Wechselfolgen.

Auch südlich des Rückens gelangt jetzt weniger Fossilschutt den zum offenen Meer gewandten Hang hinunter. Nur in der Nähe des Rückens, also am oberen Hang, werden vermehrt Fossilschuttfahnen angetroffen. Meist handelt es sich um schnell akkumulierten Crinoiden- und Brachiopodendetritus. Etwas weiter hangabwärts dominieren bereits mergelige Bänke mit feinkörnigem Fossilschutt. Hier werden Crinoiden, tabulate Korallen - letztere z.T. in Lebensstellung - sowie Tentaculiten beobachtet. Auf dem Sediment leben Trilobiten und horizontal wühlende Organismen (Zoophycos), vergesellschaftet mit vertikal aktiver Infauna. Rugose Korallen leben offenbar nur als Einzelindividuen oder in sehr kleinen Kolonien, denn sie werden nirgends in situ angetroffen. Sie müssen aber hier gelebt haben, da die Fundstücke kaum beschädigt sind. Zum Teil besitzen die Koralliten noch ihre Spitze.

Nach W verarmt die Fauna, während die Diversität nach E steigt. Im E sind rugose und tabulate Korallen sehr häufig; letztere werden sogar in situ angetroffen. Trilobiten leben ebenfalls nur im E. Auffallend ist, daß Cephalopoden (Orthoceraten) nur im Bereich des Esla-Tales, im äußersten E also, angetroffen werden. Dies mag damit zusammenhängen, daß hier der meerwärts gerichtete Hang vor der Biostromzone nach N zurückweicht und einer distalen Fazies Platz macht, in der die Cephalopoden ihren Lebensraum haben. Vielleicht ist dies aber auch ein weiterer Hinweis auf ein schon vorher (Kap. 3.2.2.5) vermutetes, nahes pelagisches Milieu im E, sprich in Palencia.

3.2.3.3 Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen

Durch die weiterhin anhaltende Transgression gelangt der

Sedimentationsraum nun in größere Wassertiefen, und es kommt zu einem gewissen Reliefausgleich, wobei karbonatische Sedimentanteile gegenüber pelitischen Klastika zurücktreten. Hochenergetische Sedimentation bleibt aus.

Lithologie

Dunkelgraue bis graubraune, fossilleere Tonschiefer stellen den Hauptanteil der Sedimente. Dunkelgraue, dünnbankige und sehr feinkörnige Detritus-Mergelkalke unterbrechen in unregelmäßigen Abständen die tonige Hintergrund-Sedimentation. Zum Hangenden hin werden die Mergelkalkbänke seltener. Sie sind sehr eben und dünnplattig ausgebildet und können über weite Strecken in gleicher Mächtigkeit verfolgt werden. Gelegentlich werden - vor allem im S und SW - knollige Kalkbänke angetroffen. Die Knollen enthalten in ihrem Kern regelmäßig winzige Crinoidenstielglieder. Die Tonschiefer sind oft reich an Glimmern.

Am Top der Abfolge treten mitunter Kalkmergelbänke auf, deren Oberflächen schwammartig durchlöchert und von Limonitkrusten überzogen sind. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um Omissionshorizonte. Die schwammartige Struktur wurde vermutlich während der Sedimentationspause von bohrender Infauna (Thalassinoides) hergestellt (JENKYNS, 1978). Häufige Verursacher dieser Strukturen sind außerdem Bohralgen (WENDT, 197o). Bedingung für eine Bohralgentätigkeit ist allerdings, daß sich die Sedimentoberfläche innerhalb der photischen Zone befunden hat, da Algenwachstum vom Lichteinfall abhängig ist. Vorausgesetzt also, daß Bohralgen die schwammartigen Oberflächen hergestellt haben, kann eine bathymetrische Eingrenzung vorgenommen werden: der Sedimenttyp zeigt, daß die Omissionshorizonte nicht im Flachwasser bzw. oberhalb der Wellenbasis entstanden sind. Algenwachstum jedoch kann nicht

außerhalb der photischen Zone stattfinden, die im Normalfall bis in Tiefen von etwa 1oo m hinabreicht. Es käme somit eine Wassertiefe zwischen 5o und 1oo m in Betracht, in der im übrigen auch eine Ablagerung der vorliegenden Sedimente möglich wäre (vgl. WENDT, 197o). Die Limonitkrusten verdanken ihre Entstehung vermutlich ebenfalls einer Organismentätigkeit. Nach WENDT (197o) ist eine Fe-Ausfällung durch Organismen (Algen, Bakterien) anzunehmen.

Außer den sehr kleinen Crinoidenstielgliedern, die in den knolligen Kalken auftreten, ist makroskopisch erkennbarer Fossilbestand kaum zu beobachten. Nur selten wurden kleine Bruchstücke von rugosen Korallen und Trilobiten gefunden. Im Dünnschliff lassen sich auch Schalenreste von Brachiopoden und die Feinfraktion aufgearbeiteten Crinoidenschuttes ausmachen. Bioturbation ist nicht selten.

Fazies

Die hier behandelte Fazies ist die distale Fortsetzung der in Kap. 3.2.3.2 beschriebenen Kalk/Mergel-Wechselfolgen. Die Transgression ist nun so weit nach N fortgeschritten, daß nur noch die distalen Ausläufer der Detritus-Turbidite die tonige Grundsedimentation unterbrechen können. Der weitaus größte Teil der Karbonate wird - dies zeigen die feinen Korngrößen - durch Schwebtransport angeliefert und regnet hier ab.

Einen Sonderfall stellt, wie bereits angedeutet, das Profil 17 (Villasimpliz) dar. Hier existiert eine 8 m mächtige "Kalk/Tonschiefer-Wechselfolge", die zwar als solche in Abb. 15 ausgewiesen ist, in ihrer Ausbildung jedoch von der Normalform abweicht: schwarzviolette Tonschiefer der Auftauchzone wechsellagern mit grauen, relativ grobkörnigen Fossilschuttkalken, in denen Pflanzenhächsel und auf-

gearbeitete Tonfetzen eingeschlossen sind:

8 m	Wechsellagerung schwarzvioletter Tonschiefer und grauer, grobkörniger Fossilschuttkalke mit eingeschlossenen Tonfetzen und Pflanzenhächsel (Auftauchzone)
4 m	schwarzviolette, teils kohlige Tonschiefer (Auftauchzone)
1o m	Wechselfolge aus graubraunen, dolomitisch gebundenen Sandsteinen mit Wurzelböden und schwarzgrauen, siltigen Dolomitmergeln mit Pflanzenresten (Auftauchzone)
3 m	gelbliche, sehr sandige Dolomite mit Tonhäutchen (Dolomit-Einheit)

Die Wechsellagerung am Top dieser Abfolge scheint eine mehrmalige Wiederholung des folgenden Vorganges darzustellen:

1. Sedimentation von Auftauchsedimenten (schwarzviolette Tonschiefer)
2. Nachfolgende, partielle Erosion der Tonschiefer
3. transgressiv bedingte Aufarbeitung der Tonschiefer und nachfolgende Sedimentation von Fossilschuttkalken.

An diesen Vorgängen sind also Elemente der Auftauchbereiche und der Unteren Kalk-Einheit beteiligt.

Die Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen sind über weite Bereiche in relativ gleicher Mächtigkeit verbreitet (Abb. 15). Allerdings deutet sich schwach eine Gliederung in E-W gerichtete Streifen gleicher Mächtigkeit an.

Drei isolierte Gebiete weisen die Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen nicht auf. Das erste wird im W durch die Profile 26 (Lumajo) und 28 (Torre de Babia) markiert. In Letzterem fehlt die gesamte Untere Kalk-Einheit(s. Kap. 3.2.3.2), in Lumajo nur die Kalk-Tonschiefer-Wechselfolgen. Allerdings weisen in Lumajo die auflagernden Unteren Schiefer häufig sehr fossilreiche Kalkbänke auf (s. Kap. 3.2.4), so daß dort nicht zwischen der Kalk/Tonschiefer-Wechselfolge und den Unteren Schiefern unterschieden werden kann. Das Vorhandensein der Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen kann also

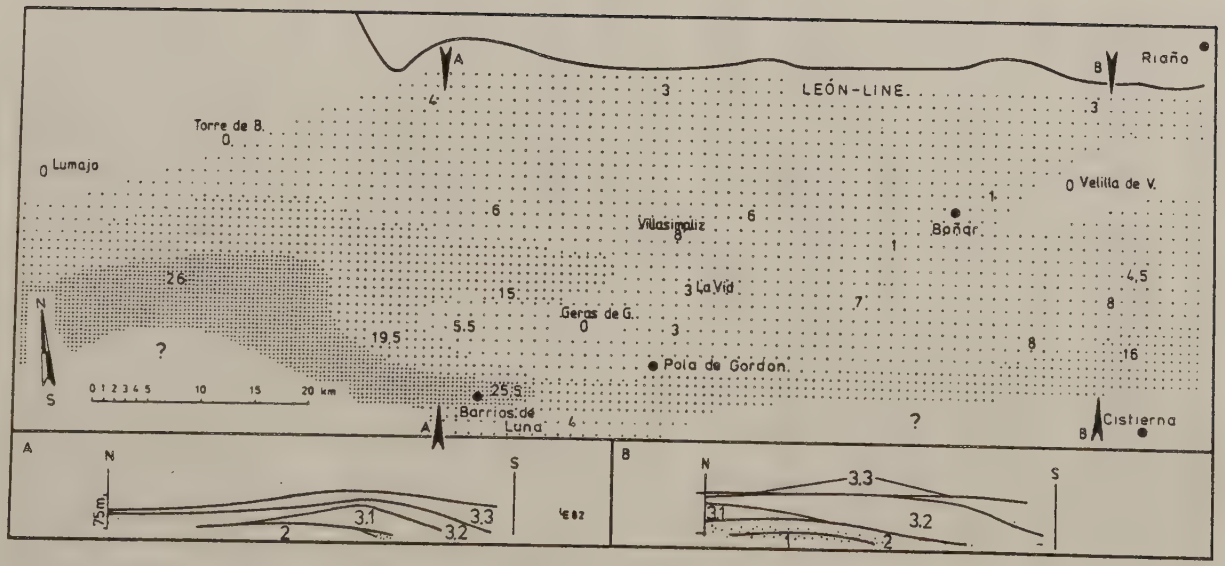


Abb. 15: Verbreitung und Mächtigkeit der Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen. Zahlen = Mächtigkeit in m. Zahlen in den Schnitten A und B: 1 = Übergangs-Einheit; 2 = Dolomit-Einheit; 3.1 = Bioklastische Kalke; 3.2 = Kalk/Mergel-Wechselfolgen; 3.3 = Kalk-Tonschiefer-Wechselfolgen.

hier nicht mit Sicherheit ausgeschlossen werden.

Das zweite Gebiet, in dem die Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen fehlen, liegt nordwestlich von Pola de Gordon (Profil 25, Geras de Gordon, s. Abb. 15). Ursache ist hier wohl die unmittelbare Nähe zur Biostromzone (s. Abb. 13). Wegen der hochenergetischen Verhältnisse gelangen hier die feinkörnigsten Karbonate nicht zur Ablagerung. Dies gilt bedingt auch für das dritte Gebiet östlich von Boñar (Profil 9, Velilla de Valdoré, s. Abb. 15). Es liegt ca. 5 km südlich der Biostromzone (s. Abb. 13) und wird deshalb von grobem Fossilschutt nicht erreicht. Hier sedimentieren erst die feineren Korngrößen in Form der Kalk/Mergel-Wechselfolgen (s. Abb. 14). Die Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen werden noch weiter südlich abgelagert (s. Abb. 15).

3.2.3.4 Gesamtüberblick über die Untere Kalk-Einheit

Aufgrund der flächigen Verbreitung der Unteren Kalk-Einheit kann wohl von einer Plattform gesprochen werden. Sie wird fast im gesamten untersuchten Gebiet angetroffen. Nur nach W dünnt sie aus und fehlt im Profil 28 (Torre de Babia), wie bereits erwähnt, gänzlich (Abb. 16). Nach S erfolgt eine generelle Zunahme der pelitischen Komponente im Sediment (Abb. 15). Letzteres gilt im übrigen auch für den östlich sich anschließenden Palentiner Faziesraum. Dies ist ein weiterer Hinweis auf eine räumliche Kontinuität zwischen León und Palencia.

Die Untere Kalk-Einheit weist zwei etwa E-W verlaufende Strukturen auf: Die erste ist der in Kap. 3.2.3.2 erwähnte "Rücken", der sich durch auffallend geringe Mächtigkeiten bemerkbar macht. Er wird nur durch das Profil 24 (Caldas de Luna) unterbrochen, in dem die Mächtigkeit der Unteren Kalk-Einheit deutlich mehr, nämlich 51,5 m beträgt. Legt

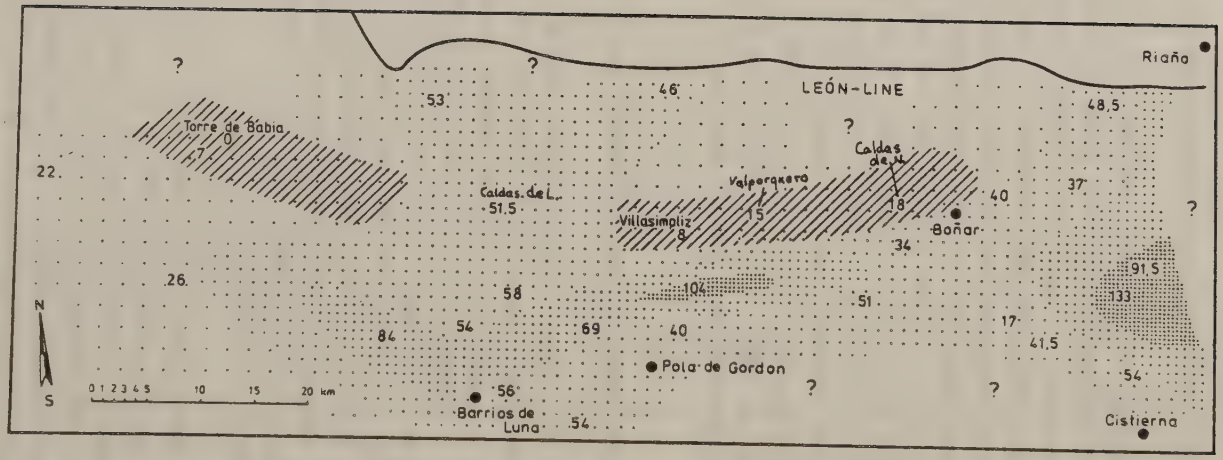
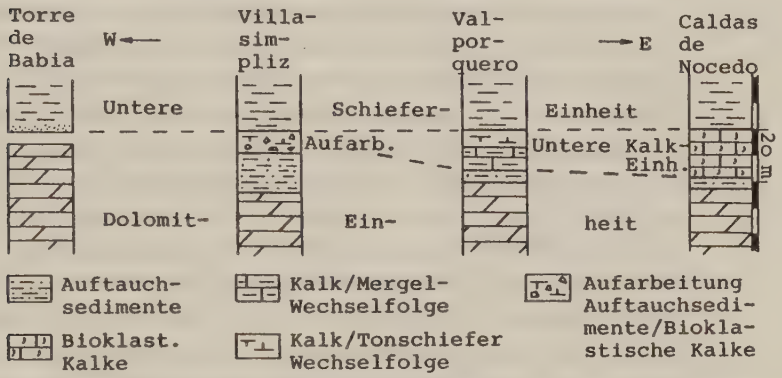


Abb. 16: Verbreitung und Mächtigkeit der Unteren Kalk-Einheit. Zahlen = Mächtigkeit in m. Schraffiert = "Rücken". Nord/Süd-Schnitte siehe Abb. 15.

man die Profile auf diesem Rücken nebeneinander, so offenbart sich eine Schichtlücke, die von E nach W größer wird. Von ihr ist im wesentlichen die Untere Kalk-Einheit betroffen. Sie dünnt von E nach W aus, liegt in Villasimpliz noch rudimentär vor und fehlt in Torre de Babia völlig:



Der Fossilgrus an der Basis der Unteren Schiefer in Torre de Babia (s.o. und S. 53) stellt vermutlich das "Basiskonglomerat" der auf die Dolomite transgredierten Unteren Schiefer dar. Da in diesem Profil auch die Auftauchsedimente fehlen, muß eine partielle Erosion der Dolomite vermutet werden (Die Auftauchsedimente von Torre de Babia - s. Abb. 11 - liegen in einem tieferen Niveau und treten zudem in zwei Horizonten auf. Die Existenz eines dritten, jetzt abgetragenen Auftauchhorizontes ist insofern wahrscheinlich, als er sich mit denen in den drei anderen Profilen - s.o. - parallelisieren ließe). Die relativ große Mächtigkeit der Unteren Kalke in Caldas de Luna (Abb. 16) deutet die Diskontinuität der Vertikalbewegungen an, die die Entstehung des "Rückens" bewirkt haben.

Die zweite E-W gerichtete Struktur ist die alte Senke (s. S. 21., Abb. 7), innerhalb deren Grenzen wieder die größten Mächtigkeiten auftreten. Die Senke setzt sich nun auch unter gleichzeitiger Verbreiterung nach E fort. Möglicherweise ist dies eine Öffnung in Richtung auf eine tiefere

Fazies, die ja in Palencia in Form der Lebanza- und Abadía-Formation ansteht.

Die hier beschriebenen, orientierten Vertikalbewegungen zeigen in ihrer Ausbildung und ihren Auswirkungen prinzipielle Ähnlichkeit mit den von KRANS (1982) für den Leonesischen und Palentiner Raum postulierten "block movements". Nicht zuletzt deshalb muß vermutet werden, daß sich im Unterdevon - und wohl auch schon früher - beide Sedimentationsräume weitläufig zusammenhängend entwickelt haben, wobei heute in León die küstennahe, neritische Fazies aufgeschlossen ist und der vorgelagerte, offen marine Bereich in Palencia zutage tritt. In dieses Bild paßt auch, daß pelagische Faunen wie z.B. Cephalopoden, die in Palencia relativ häufig sind (KULLMANN, 1965), nur im E Leóns angetroffen werden. Palencia und León sind heute durch eine Seitenverschiebung voneinander getrennt, was neben fehlenden Aufschlüssen im Übergangsbereich - dort lagert diskordant kohleführendes Westfal/Stefan auf - die Rekonstruktion des faziellen Anschlusses erschwert. Deshalb wird nach der Beschreibung aller lithologischen Einheiten der La Vid-Formation auf diese Problematik eingegangen werden müssen.

3.2.4 Untere Schiefer-Einheit

Lithologie

Graubraune bis rotbraune, glimmerreiche Tonschiefer lagern in dünnblättriger Schichtung. Nach N werden sie schwarzgrau, wobei sich gelegentlich sehr dünnmächtige Kalkbänke einschalten.

In den Kalkmergelbänken finden sich auch die einzigen in diesem Schichtglied auffindbaren Fossilien: Rugose Korallen der Gattung *Adradosia*, wenige Trilobiten und Brachiopoden. Das Profil 26 (Lumajo) fällt hinsichtlich der Fossil-

führung aus dem Rahmen. Hier, im äußersten W des untersuchten Gebietes, wurde eine außerordentlich reiche und diverse Fauna angetroffen, die allerdings nur in mehr oder weniger entkalkten Steinkernen vorliegt. Gefunden wurden tabulate und rugose Korallen (u.a. *Pleurodictyum problematicum*), Crinoidenschutt und Brachiopoden (u.a. bis zu 8 cm große Spiriferiden), Trilobiten, Bryozoenschutt, Gastropoden und Tentaculiten. Hier das Profil Lumajo von der Dolomit-Einheit bis zur Unteren Schiefer-Einheit:

118 m	graubraune Tonschiefer mit eingeschalteten, sehr fossilreichen Kalkbänken (Untere Schiefer-Einheit)	
8 m	Kalk/Mergel-Wechselfolgen	Untere Kalk-Einheit
14 m	Bioklastische Kalke	Untere Kalk-Einheit
8 m	Basale Dolomite (Dolomit-Einheit)	
-----	San Pedro-Formation	

Fazies

Offenbar ist die Plattform der Unteren Kalk-Einheit durch die fortschreitende Transgression so weit nach N zurückgewichen, daß ihr Detritus den Sedimentationsraum kaum noch erreicht. Lediglich die nördlichen Geländeprofile weisen noch distale karbonatische Schuttfahnen aus dem Bereich der Plattform auf. Bis hierhin gelangen auch die rugosen Korallen der Gattung *Adradosia*, deren geringer Abrollungsgrad jedoch nur auf einen kurzen Transportweg hindeutet. Demnach müssen die Stätten ihres Aufwuchses in geringer Entfernung gelegen haben. Das bedeutet aber auch, daß *Adradosia* eine Form des tieferen Wassers ist.

Am häufigsten werden die Tonschiefer im NW von Kalkmergelbänken unterbrochen, deren Fossilgehalt dort außerdem stark zunimmt (siehe oben, Profil Lumajo). Diese Entwicklung zugunsten der Karbonate läßt sich auch weiter nach N bis an die asturische Atlantikküste verfolgen. Drei Vergleichsprofile im südlichen, zentralen und nördlichen

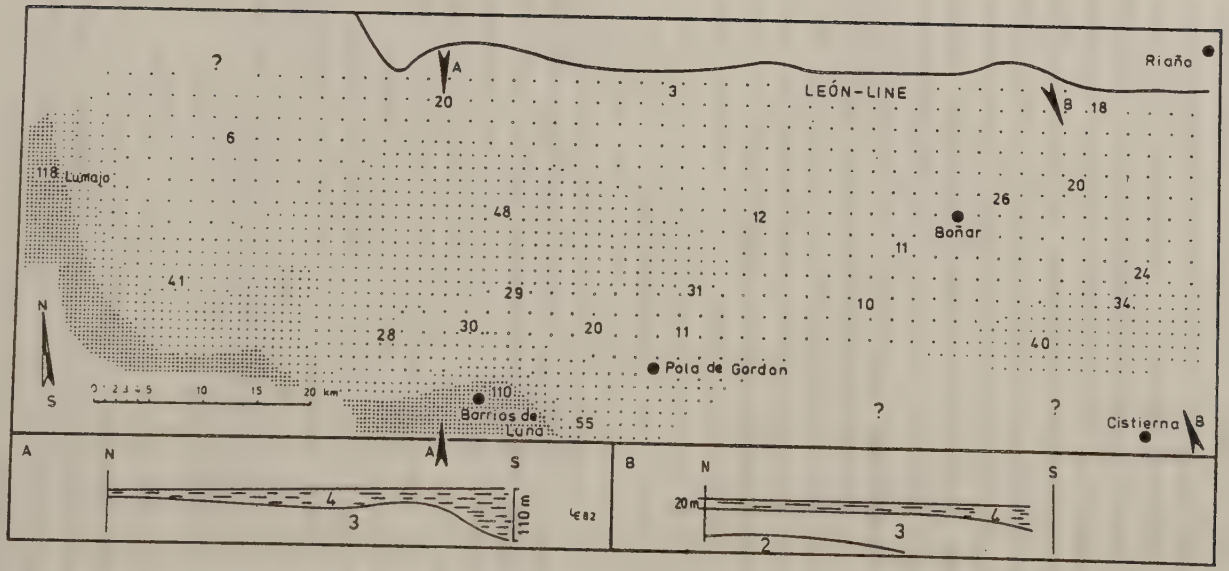


Abb. 17: Verbreitung und Mächtigkeit der Unteren Schiefer-Einheit. Zahlen = Mächtigkeit in m. Ziffern in den Schnitten A und B: 2 = Dolomit-Einheit; 3 = Untere Kalk-Einheit; 4 = Untere Schiefer-Einheit.

Asturien (Teverga, Cabruñana, Bañugues; Lage siehe Abb. 1) zeigen eine kontinuierliche Ablösung der Tonschiefer durch Kalke von S nach N. Im Profil Bañugues an der Küste steht anstelle der Tonschiefer eine Wechselfolge aus fossilreichen Tonschiefern und bioklastischen Kalken an. Letztere enthalten eine außerordentlich reiche Brachiopoden- und Korallenfauna.

Vor dem Slope der Karbonatplattform nimmt die Mächtigkeit der Tonschiefer relativ schnell nach S bzw. SW zu (Abb. 17). Das Relief wird ausgeglichen und der Meeresboden nivelliert. Im nördlichen Teil, auf der Plattform, sind die Mächtigkeiten nur geringen Schwankungen unterworfen, da die liegenden Kalke bereits ein ausgeglichens Relief zurückgelassen hatten.

Das Umbiegen des Plattformrandes nach N im NW des Sedimentationsraumes zeichnet jetzt erstmals deutlich den Kantabrischen Bogen nach. Im folgenden Kapitel wird sich zeigen, daß sich diese Tendenz in der Mittleren Kalk-Einheit fortsetzt.

3.2.5 Mittlere Kalk-Einheit

Lithologie

In der Regel handelt es sich um hellgraue bis gelbgraue bioklastische Kalke, gut gebankt, oft schräggeschichtet und auskeilend. Sie sind den bioklastischen Kalken der Unteren Kalk-Einheit sehr ähnlich. Gelegentlich alternieren sie auch mit mittelgrauen Mergeln unterschiedlicher Bankmächtigkeiten. Die Abfolge entwickelt sich allmählich aus der Unteren Schiefer-Einheit, d.h. die Tonschiefer werden zum Hangenden von immer häufiger eingeschüt-

teten Fossilkalkbänken abgelöst. In umgekehrter Weise geht die Mittlere Kalk-Einheit in die hangende Obere Schiefer-Einheit über. In den schräggeschichteten Kalken konnten stellenweise Schüttungsrichtungen eingemessen werden, die übereinstimmend nach N weisen (Abb. 18).

Die Fauna ist individuen- und formenreich. Vielfach werden auch biostromale Aufwuchsstätten beobachtet. Bestes Beispiel ist ein großes Biostrom an der Basis der Mittleren Kalk-Einheit im Profil 11 (Llama de Colle), in dem großflächig tabulate und vor allem rugose Korallen zusammen mit autochthonen Brachiopoden fossilisiert sind (vgl. SOTO, 1981). Kleinere Biostrome dieser Art wurden auch in anderen Geländeprofilen angetroffen. Es sei allerdings darauf hingewiesen, daß die in Llama de Colle angetroffene, biostrombildende rugose Korallenform *Synaptophyllum multiseptatum* SOTO (1981) in keinem anderen Profil in situ gefunden wurde. Weiterhin werden Crinoidenrasen und Bryozoenkolonien beobachtet. Trilobiten und Cephalopoden treten wiederum nur ganz im E auf. Gastropodenfunde sind selten. Der Schutt all dieser Faunen wird sicher in verschiedene Richtungen verfrachtet; die bevorzugte Schüttungsrichtung ist offenbar aber Nord.

Fazies

Es scheint, daß die alte Senkungszone erneut aktiv wird (Abb. 18). Markiert wird dies an ihrem Südrand durch einen E-W streichenden "Riffgürtel", innerhalb dessen die südlichen Aufschlüsse die größten Mächtigkeiten aufweisen. Man könnte von einem "Riff" sprechen, das der nach N zurückgewichenen Kalkplattform vorgelagert ist und dessen Schutt großenteils nach N in den "Rückriff-Bereich" verfrachtet wird. Erstmals wird - durch die Anordnung der Biostrome - auch eine N-S gerichtete Querkomponente nach-

gezeichnet: Im E und im Zentrum zweigt je ein "Riffrücken" nach NNW von dem "Riffgürtel" ab.

Faunen siedeln in einer entsprechenden räumlichen Ordnung. Cephalopoden werden wiederum nur im äußersten E angetroffen. Das war in der Unteren Kalk-Einheit schon einmal der Fall (vgl. Kap. 3.2.3.2 und 3.2.3.4). Möglicherweise sind die Cephalopoden aus dem Palentiner Raum eingewandert, denn dort existierte zeitgleich eine Cephalopodenfazies (KULLMANN, 1965).

Bryozoen wachsen - wohl aufgrund ihrer Abhängigkeit von nährstoffreichem Meerwasser - hauptsächlich am südlichen, zum offenen Meer gerichteten Rand des Riffgürtels auf. Die Scheitellinie des "Riffgürtels" und die "Riffrücken" werden von tabulaten, seltener auch rugosen Korallen bewohnt. Sie sind mit Brachiopoden vergesellschaftet, die sich oft in ganzen Nestern um die Korallenkolonien gruppieren. Letzteres ist in einem ausgedehnten Biostrom im Profil Llama de Colle (11) zu beobachten (vgl. SOTO, 1982). Die Crinoidenrasen finden sich sowohl auf dem Riffgürtel als auch weiter im Hinterland. Dementsprechend ist Crinoidenschutt auch am weitesten verbreitet und hat im allgemeinen den größten Anteil am Sediment.

Der Transport des Fossilschuttes erfolgt im übrigen sortiert. Zum Beispiel werden rugose Korallen wegen ihrer besseren Rollfähigkeit weiter transportiert als gleich große tabulate Korallen.

Die Mittlere Kalk-Einheit ist also eine Kombination aus "Riffen" und deren Detritus. Der Produktionsvorgang des Riffschuttes dürfte der gleiche sein wie der in den bioklastischen Kalken der Unteren Kalk-Einheit (Kap. 3.2.3.1). Bemerkenswert ist, daß große Detritusmengen im N des Riffgürtels abgelagert werden. In erster Linie liegt dies an

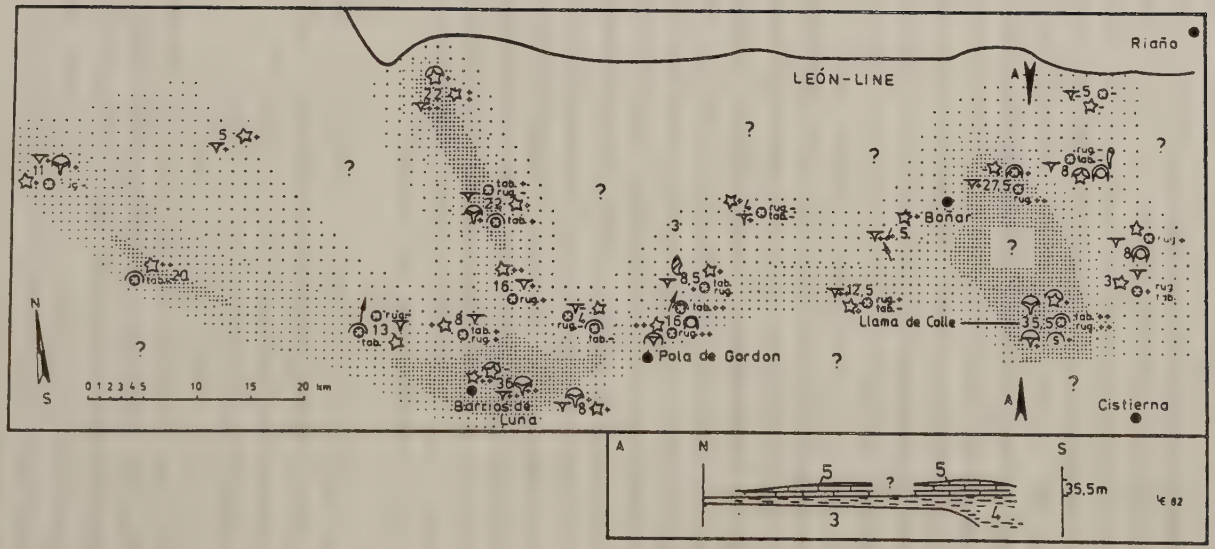


Abb. 18: Verbreitung und Mächtigkeit der Mittleren Kalk-Einheit. Zahlen = Mächtigkeit in m. Legende: ☆ = Crinoiden; ▽ = Brachiopoden; ⊕ rug/tab = Korallen, rugos/tabulat; Y = Bryozoen; ◯ = Trilobiten; / = Cephalopoden; ⓢ = Stromatolithen; ∩ = Biostrom; ++ = sehr häufig; + = häufig; - = selten; kleine Pfeile = Schüttungsrichtung. Zahlen im Schnitt A: 3 = Untere Kalk-Einheit; 4 = Untere Schiefer-Einheit; 5 = Mittlere Kalk-Einheit.

der Besiedelung des Rückriff-Bereiches durch die Crinoiden (s.o.), die enorme Mengen Schutt produzieren. Die eingemessenen Schüttungsrichtungen weisen aber darauf hin, daß die Haupttransportrichtung nach N weist (der Schuttanfall südlich des Riffgürtels kann mangels Aufschlüssen nicht beurteilt werden). Möglicherweise hat dies eine tektonische Ursache. Denkbar wäre ein kleinräumiges "block movement" im Sinne von KRANS (1982): Durch eine Kippbewegung hebt sich eine Scholle im S heraus. Es entsteht eine Pultscholle, deren Südrand durch die Hebung in eine geringere Wassertiefe bzw. in eine exponierte Position gerät, die eine Entfaltung riffbauender Organismen ermöglicht. Durch die Kippung ist aber auch ein Gefälle nach N entstanden, das die Ursache für den nordwärts gerichteten Schuttransport sein könnte:

Die beiden NNW-SSE streichenden Riffrücken im Zentrum und im E würden in dieses Bild passen. Sie markieren senkrecht zum Südrand der Pultscholle stehende Bruchlinien. Vielleicht zeichnen die Riffrücken aufgekippte W- bzw. E-Kanten eines Schollenmosaiks nach.

3.2.6 Obere Schiefer-Einheit

Während der Bildung der Oberen Schiefer-Einheit kehren noch einmal die gleichen faziellen Verhältnisse zurück, die auch schon zur Entstehung der Unteren Schiefer-Einheit geführt haben.

Lithologie

Die Ausbildung der Schiefer ist außerordentlich eintönig. Die meist rötlichbraunen oder grünlichbraunen Ablagerungen sind dünnblättrig und völlig karbonatfrei. Lediglich in den nördlichen Profilen werden selten dünnbankige, entkalkte Partien angetroffen. An Basis und Top finden sich wieder die aus der Unteren Schiefer-Einheit bekannten Limonitkrusten.

Die Abfolge enthält weder Spuren- noch Körperfossilien. Lediglich am Top erscheinen Steinkerne winziger Tentaculiten und Ostrakoden.

Fazies

Das Einsetzen der schiefrigen Fazies vollzieht sich hier in der gleichen Weise wie bei der Unteren Schiefer-Einheit. Durch das Absterben der Biostrome innerhalb der Mittleren Kalk-Einheit kommt es zu einer immer seltener werdenden Anlieferung von Fossilschutt. Erneut auftretende Omissionshorizonte mit Limonitkrusten zeigen an, daß die Sedimentation zeitweilig stagniert.

Offenbar kehren sich die Subsidenzbewegungen wieder um. Für die Mittlere Kalk-Einheit wird eine relative Heraushebung einer Pultscholle angenommen, an deren gehobenen Rändern die Bildung von "Riffen" einsetzte (Kap. 3.2.5). Nun aber werden die gleichen Bereiche in eine abwärts gerichtete Bewegung versetzt, die sich innerhalb der alten Senkungszone abspielt. Die größten Mächtigkeiten der Oberen Schiefer-Einheit liegen nämlich großenteils dort, wo zuvor der Riffgürtel entstanden war (Abb. 19). Die Riff-Fazies scheint also regelrecht ertrunken zu sein. Die Region im äußersten SE bleibt als relatives Hochge-

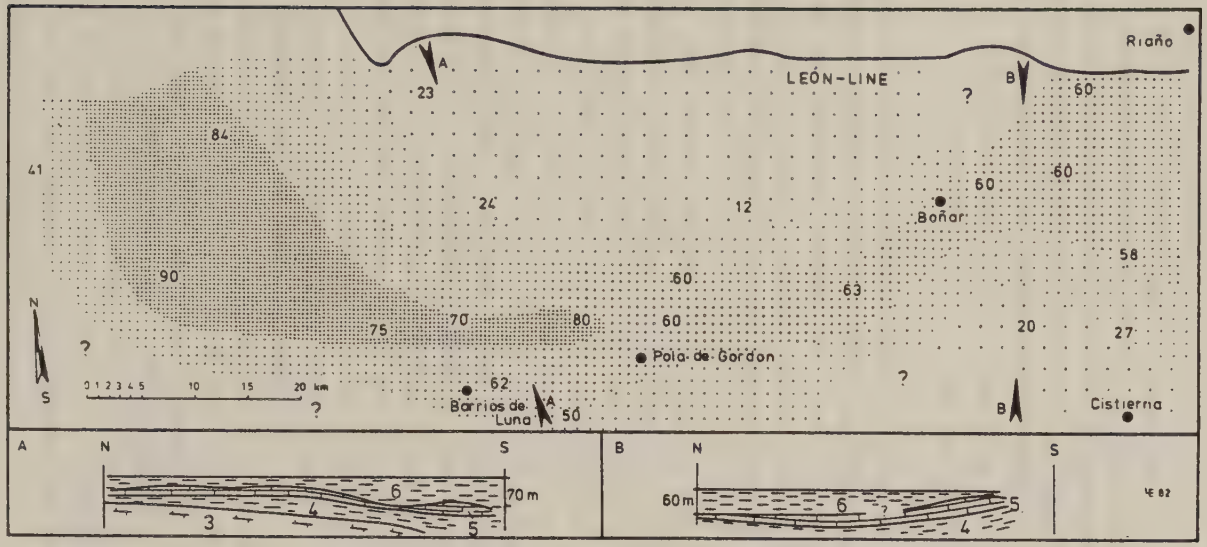


Abb. 19: Verbreitung und Mächtigkeit der Oberen Schiefer-Einheit. Zahlen = Mächtigkeit in m. Zahlen in den Schnitten A und B: 3 = Untere Kalk-Einheit; 4 = Untere Schiefer-Einheit; 5 = Mittlere Kalk-Einheit; 6 = Obere Schiefer-Einheit.

biet erhalten und weist die gleichen Sedimentmächtigkeiten auf wie das Plateau im N. Beide Areale, also der N und der SE, werden durch eine NE-SW streichende Rinne voneinander getrennt, die sich im NE wieder - in Richtung auf die Beckenfazies in Palencia (?) - erweitert. Im W ist die Rinne am deutlichsten ausgebildet. Hier finden sich die größten Mächtigkeiten. Gut zu erkennen ist hier auch das Umbiegen nach N entsprechend dem Verlauf des Kantabrischen Bogens.

Generell sind die Oberen Schiefer dort am mächtigsten, wo die Dolomit-Einheit (Abb. 12) und großenteils auch die bioklastischen Kalke der Unteren Kalk-Einheit (Abb. 13) ihre Mächtigkeitsmaxima haben. Offenbar wird hier dieselbe Zone mehrfach einer beschleunigten Subsidenz ausgesetzt.

Die Bathymetrie der Oberen Schiefer - wie auch schon die der Unteren Schiefer - ist mangels sicherer Hinweise schwer zu beurteilen. Wassertiefen, die die der heutigen äußeren Schelfbereiche (2oo bis 25o m) übersteigen, wurden sehr wahrscheinlich nicht erreicht, denn sowohl an ihrer Basis als auch am Top werden die Schiefer jeweils von flachmarinen Kalken eingerahmt und - in der nördlichen Hälfte des Sedimentationsraumes - immer wieder vom Fossilschutt der nach N zurückgewichenen Kalkplattform erreicht. Außerdem gilt vor allem für die Mittlere Kalk-Einheit ein flachmariner Charakter (vgl. Kap. 3.2.5), was das teilweise intensive Riffwachstum bestätigt. Ein weiterer Tiefenanzeiger sind die Limonitkrusten, die jeweils an den Übergängen der Kalke in die Schiefer bzw. umgekehrt auftreten. Wenn die Krusten durch Bohralgentätigkeit entstanden sind, so muß für die Übergangsbereiche eine Wassertiefe von maximal loo m angenommen werden (vgl. Kap. 3.2.3.3).

3.2.7 Obere Kalk-Einheit

Die Obere Kalk-Einheit gliedert sich in eine liegende Bryozoenriff-Fazies und eine hangende Crinoidenschutt-Fazies, wobei die erstere faunistisch auffallend differenziert ist. Die räumliche Anordnung der Fazien folgt wieder den traditionellen "Leitlinien".

3.2.7.1 Bryozoen- und Crinoidenbioherme

Lithologie

Gelbgraue bis rötliche, massive Kalkblöcke mit bis zu mehreren Metern Durchmesser stellen die Bryozoenbioherme dar. Sie werden umgeben von ungeschichteten, mächtigen Bryozoenschutt-Flaserkalken und Bryozoenschuttmergeln von ebenfalls gelber bis roter Farbe. Oft treten in unmittelbarer Nachbarschaft der Bryozoenbioherme kegelförmige Crinoidenbioherme auf, deren Schutt in Form von schnell auskeilenden Linsen rötlicher Crinoidenschuttkalke ansteht. Die Schuttbänke sind bis zu 10^{o} schräggeschichtet. Die Bryozoenbioherme wachsen gelegentlich auf solchen Crinoidenkalk-Linsen auf. Meist aber lagern sie unmittelbar den Oberen Schiefern auf. Das Herannahen dieser Bioherm-Fazies kündigt sich am Top der Oberen Schiefer-Einheit durch eine zunehmende Einschüttung von Bryozoen- und Crinoidenschuttbänken an.

Die massiven Kalkblöcke der Bryozoenbioherme enthalten keine Begleitfauna. In den gelben und roten Bryozoen-Flaserkalken finden sich neben dem massenhaften Bryozoenschutt viele Crinoidenstielglieder und Brachiopoden. In den Crinoidenkalk-Linsen werden Crinoidenstiele, Wurzelstücke von Crinoiden und Crinoidenkelche gefunden. Dazu kommt reicher Bryozoenschutt.

Fazies

Die Bryozoenbioherme bilden erneut eine Art "Riffgürtel" ähnlich dem, der in der Mittleren Kalk-Einheit von Korallen und deren Begleitfauna aufgebaut wurde. Der "Riffgürtel" hält sich wiederum an die Linien, die durch die alte Senkungszone vorgegeben sind (Abb. 2o). Im E, etwa zwischen Boñar und Pola de Gordon ist der "Riffgürtel" durch einen breiten "Kanal" unterbrochen, der eine "Rückriff-Fazies" im N mit dem offenen Meer im S verbindet.

Das Wachstum der Bryozoenbioherme ging offenbar von mehreren "Keimzonen" aus, denn es lassen sich vier voneinander getrennte Bereiche mit besonders hoher Mächtigkeit ausmachen. Drei davon liegen westlich des "Kanals", der vierte östlich davon. Bryozoenbioherme werden, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nur innerhalb dieser vier Zonen angetroffen. Dabei fällt auf, daß sich die Bioherme bevorzugt an den südlichen, zum offenen Meer gerichteten Flanken der Wachstumszonen anordnen. Dies dürfte mit der Abhängigkeit der Bryozoen von nährstoffreichem Meerwasser zusammenhängen.

An der nördlichen Flanke des Riffgürtels liegen Bryozoen nur als Riffschutt vor. Außerhalb dieser Zone fehlen sie ganz. Die Ursache für dieses schnelle laterale Ausfallen von Bryozoendetritus dürfte die geringe mechanische Widerstandskraft der Bryozoenskelette sein. Wahrscheinlich sind die filigranen Bauten schon nach relativ kurzen Transportwegen so stark zerstört, daß sie - zumindest makroskopisch - nicht mehr erkennbar sind.

Häufig wachsen in unmittelbarer Nachbarschaft der Bryozoenbioherme auch Crinoidenkolonien auf. Offensichtlich ist deren Wachstum recht intensiv, denn sie liefern reichlich Detritus, der über den gesamten Sedimentationsraum

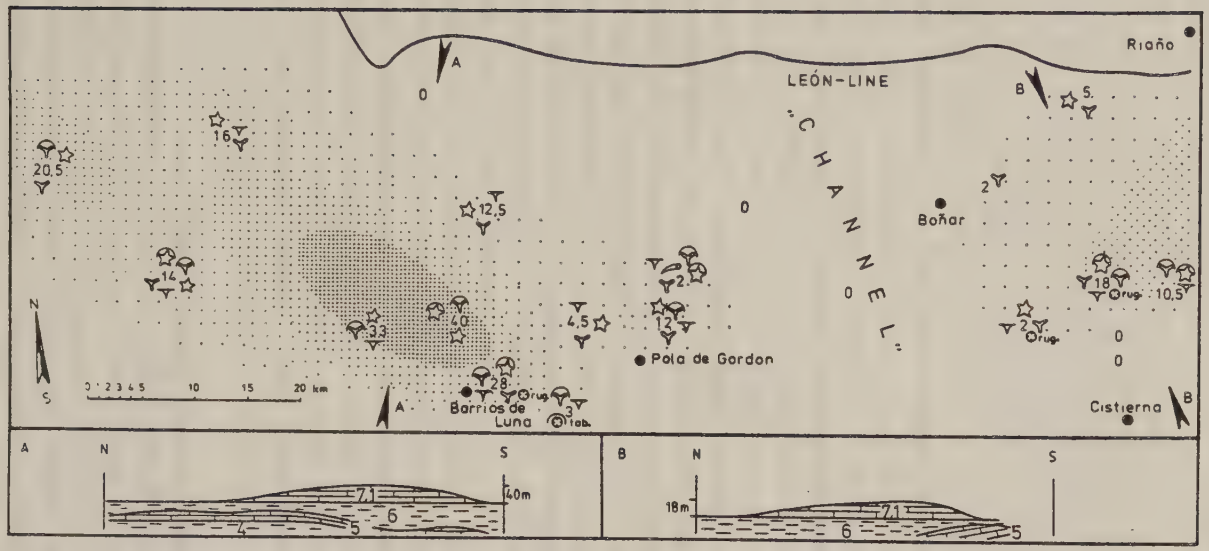


Abb. 2o: Verbreitung und Mächtigkeit der Bryozoen- und Crinoidenbioherm-Fazies (Obere Kalk-Einheit). Zahlen = Mächtigkeit in m. Legende: = Bryozoen; = Crinoiden; = Brachiopoden; rug/tab = Korallen, rugos/tabulat; = Tentaculiten; = Bioherm. Zahlen in den Schnitten A und B: 4 = Untere Schiefer-Einheit; 5 = Mittlere Kalk-Einheit; 6 = Obere Schiefer-Einheit; 7.1 = Bryozoen- und Crinoidenbioherm-Fazies.

verfrachtet wird. Die Verfrachtung erfolgt im übrigen nach ähnlichem Muster wie in den basalen Dolomiten (vgl. Kap. 3.2.2.1) und auch in den bioklastischen Kalken der Unteren Kalk-Einheit (Kap. 3.2.3.1). RUHRMANN (1971) beschreibt den Transportvorgang aus dem hier behandelten Niveau der La Vid-Formation anhand einiger Profile im Esla-Tal: Bei starkem Wellengang wurden die Crinoidenkolonien partiell zerstört, wobei die schweren Bruchstükke am Ort der Zerstörung zu Boden fielen. Stielteile wurden weiter transportiert und durch ständiges Aufprallen auf den Boden mehr und mehr zerkleinert. Am weitesten nach N, also in das Rückriff-Milieu, gelangten nur die kleinen Stielglieder, wo sie - mittlerweile weitgehend zerbrochen und gerundet - zur Ablagerung kamen.

Rugose Korallen sind selten und treten fast nur zusammen mit den Bryozoenkolonien auf. Sie werden nicht in situ angetroffen, sind jedoch sicher nicht weit transportiert worden. Dies beweist der geringe Abrollungsgrad. Sie scheinen das gleiche Milieu wie die Bryozoen zu bevorzugen: Exponierte Bereiche, die einen sicheren Zufluß sauerstoff- und nährstoffreichen Wassers gewährleisten.

Im Bereich des "Kanals" werden auf den Ablagerungen der Oberen Schiefer-Einheit tabulate Korallen - oft in Lebensstellung - angetroffen. Sie bevorzugen also ein weiches Substrat. Inwieweit dies für die ebenfalls hier auftretenden Tentaculiten gilt, kann mangels genauer Kenntnis ihrer Lebensweise nicht beurteilt werden. Nach heutigem Wissen haben sie vermutlich nektobenthonisch gelebt.

Die Vorkommen von Brachiopoden lassen sich nicht an bestimmte Zonen binden. Sie stellen offensichtlich die am weitesten angepaßte Tiergruppe dar, da sie praktisch überall gefunden werden. Sieht man von einer generellen Faunenausdünnung im N und W ab, so scheinen sie nur im Bereich des intensivsten Bryozoenwachstums auszufallen.

3.2.7.2 Crinoidenschuttkalke

Die Crinoidenschuttkalke bilden den hangenden Abschluß der La Vid-Formation. Sie überschütten die Bryozoenbioherme und dehnen sich nach N und nach S aus. Dabei wird auch der "Kanal", der die Rückriff-Fazies mit dem offenen Meer verband, teilweise zugeschüttet.

Lithologie

Graue und rote bioklastische Kalke, die fast ausschließlich aus Crinoidenschutt bestehen, stehen in 5 bis 15 cm mächtigen Bänken an. Sie sind im allgemeinen gut sortiert und gradiert. Die basalen Bänke sind meist sehr flach schräggeschichtet, während zum Hangenden der Schrägschichtungswinkel allgemein steiler einfällt; ein Zeichen, daß die Sedimentationsenergie - wohl wegen abnehmender Wassertiefe - zunimmt. Die Schüttungsrichtungen sind nicht eindeutig orientiert. Sehr oft treten die Crinoidenschuttbänke in Form von Linsen auf. Dies wird besonders an der Basis der Abfolge beobachtet.

Relativ oft werden in den Kalken solitäre und koloniebildende Tabulata angetroffen, lokal auch Brachiopoden, Bryozoen und rugose Korallen.

Fazies

Die Crinoidenschuttkalke ordnen sich zunächst ziemlich genau dort an, wo zuvor die Bryozoenbioherme ihre Verbreitung hatten. Hier werden auch die Aufwuchsstätten der Crinoiden angetroffen, die - zumindest zum Teil - den Detritus für die Crinoidenschuttkalk-Fazies geliefert haben. Offenbar hat im Verlauf des biohermalen Bryozoenwachstums

der Crinoidenaufwuchs die Oberhand gewonnen und die Bryozoenkolonien erstickt. So kommt es zur Bildung von zwei Crinoidenkalk-Plateaus mit relativ gleichmäßigen Mächtigkeiten zwischen 4o und 5o m. Das größere Plateau liegt im W, das kleinere im E (Abb. 21).

Von diesen beiden Plateaus wird Crinoidenschutt in den gesamten untersuchten Raum geliefert, was zu einer Ausdehnung der Plateaus nach N und S führt. Bevorzugt mit Schutt beliefert wird eine Rinne zwischen den beiden Plateaus, die in E-W-Richtung den ehemaligen "Kanal" zwischen den Bryozoenbiohermen kreuzt. Es scheint, daß hier die alte Senkungszone erneut aktiv wird und durch lokale Absenkung ein "Auffangbecken" für die reichlich produzierten Schuttmengen bereitstellt. Am Südrand dieses "Auffangbekkens" verlieren die Schüttungen jedoch an Intensität. Hier herrscht eine mergelige Sedimentation vor, Crinoidenkalkbänke werden seltener und feinkörniger, und es können sich tabulate Korallen ansiedeln (Abb. 21, Profil 5, Aviados und Fundpunkt Coladilla).

Das Crinoidenwachstum auf den Plateaus spielt sich offenbar in recht flachem Wasser ab. Immer wieder kommt es - verursacht durch Stürme (?) - zur partiellen Zerstörung der Crinoidenrasen, was sich besonders in den Profilen 4 (Villayandre) und 24 (Caldas de Luna) in ausgesprochenen "Crinoidenschlachtfeldern" äußert. Dadurch steht - zusammen mit den Resten abgestorbener Crinoiden - ständig soviel Crinoidenschutt zur Verfügung, daß damit nach und nach der gesamte Raum bedeckt wird.

Die Dominanz der Crinoiden auf den Plateaus ist so ausgeprägt, daß für andere Tiergruppen kaum Lebensraum besteht. Nur Brachiopoden können sich hier noch behaupten. In zwei Fällen konnte allerdings Korallenwachstum beobachtet werden: Im Profil 4 (Villayandre) wachsen rugose

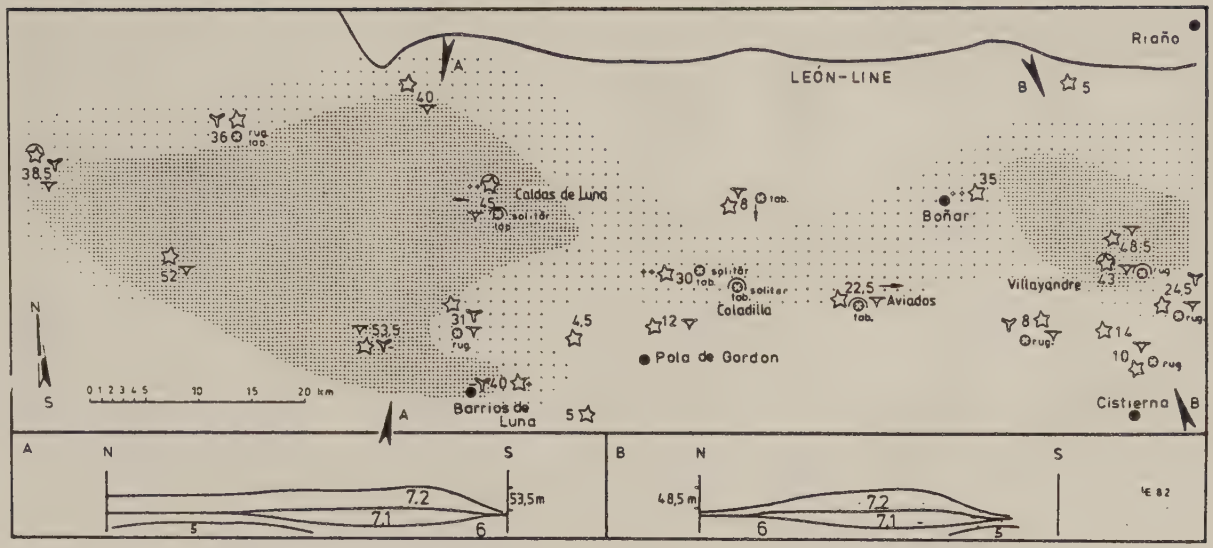


Abb. 21: Verbreitung und Mächtigkeit der Crinoidenschuttkalk-Fazies. Zahlen = Mächtigkeit in m. Legende: ☆ = Crinoiden; ▽ = Brachiopoden; ⊕ tab/rug = Korallen, tabulat/rugos; Y = Bryozoen; ∩ = Bioherm; ++ = sehr häufig; + = häufig; - = selten; kleine Pfeile = Schüttungsrichtungen. Zahlen in den Schnitten A und B: 5 = Mittlere Kalk-Einheit; 6 = Obere Schiefer-Einheit; 7.1 = Crinoiden- und Bryozoenbioherm-Fazies; 7.2 = Crinoidenschuttkalk-Fazies.

Korallen zusammen mit Crinoiden auf. Im Profil 24 (Caldas de Luna) sind es solitäre Tabulata, die mit Crinoiden vergesellschaftet sind.

Außerhalb der beiden Plateaus werden nur tabulate Korallen - solitär und kolonial - in situ angetroffen. Sie scheinen in einem Biotop zu leben, der nährstoffreichem Wasser vom offenen Meer gut zugänglich ist. Dies trifft wohl auch für Caldas de Luna und Villayandre (Profil 4, s. Abb. 21) zu, denn auch dort gibt es Korallenbioherme.

3.2.7.3 Überblick über die Obere Kalk-Einheit

Abb. 22 zeigt die Verbreitung der gesamten Oberen Kalk-Einheit. Die alte, E-W streichende Senkungszone wird auch hier wieder nachgezeichnet. Sogar die Ausbuchtung nach S bei Barrios de Luna erinnert an die Verhältnisse in der Übergangs-Einheit (vgl. Abb. 7).

Innerhalb der Grenzen dieser Senkungszone setzt die Obere Kalk-Einheit mit Bryozoenbiohermen ein (Abb. 2o), die später von großen Mengen Crinoidendetritus erstickt werden. Ähnlich hatte ja auch die Mittlere Kalk-Einheit begonnen (Kap. 3.2.5).

Im westlichen Teil des untersuchten Raumes hat sich die Crinoidenschutt-Fazies so weit nach N und S ausgedehnt, daß ihre Grenzen nicht mehr lokalisiert werden können. Sie werden vom diskordant auflagernden Oberkarbon überdeckt. Im E, bei Cistierna, deutet sich der Südrand der Crinoidenschuttfazies durch eine Mächtigkeitsabnahme nach S, durch feinere Korngrößen und durch ein Zurücktreten der Kalke gegenüber pelitischen Abfolgen an (Abb. 31, 33). Er wird außerdem durch charakteristische Faunen markiert, die

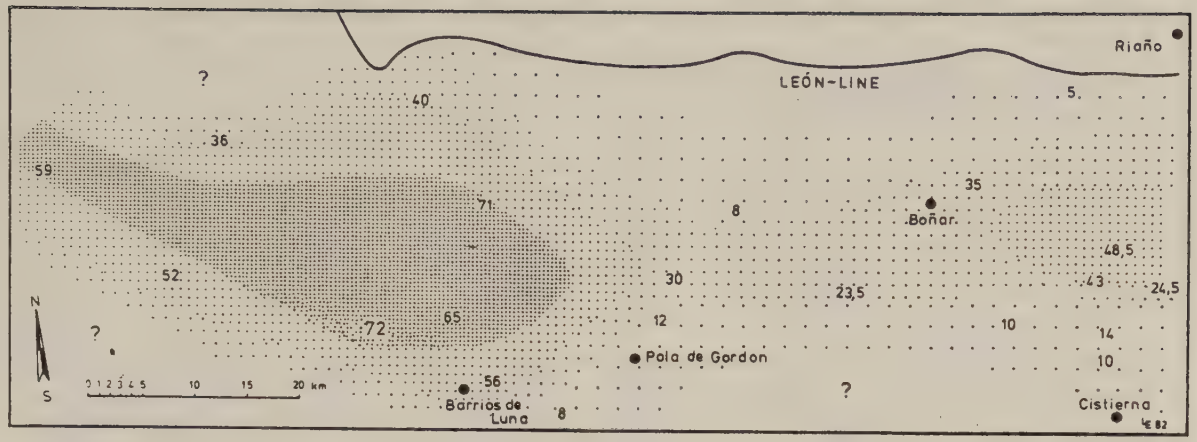


Abb. 22: Verbreitung und Mächtigkeit der gesamten Oberen Kalk-Einheit. Zahlen = Mächtigkeit in m. Geländequerschnitte siehe Abb. 21, Seite 75.

offenbar von der Zufuhr nährstoffreichen Wassers abhängig sind und sich gegen den angelieferten Crinoidenschutt durchsetzen. Dies zeigt, daß das offene Meer weiterhin im S liegt. Die starke Verarmung der Faunen nach N - dort gibt es nur noch Brachiopoden und Crinoidenschutt - weist darauf hin, daß der N landeinwärts gerichtet ist.

Die gleiche räumliche Anordnung spiegelt sich auch in der hangenden Santa Lucía-Formation wider, für die die Crinoidenkalkplateaus die morphologischen und bathymetrischen Voraussetzungen geschaffen haben: Die Wassertiefen sind so gering geworden, daß sich dickbankige Stromatoporenhorizonte von N nach S ausbreiten können. Ihnen folgt eine Riff-Fazies mit den ersten Korallenriffen des Devons.

3.2.8 Faziesschema der La Vid-Formation

Die fazielle Entwicklung innerhalb der La Vid-Formation erlaubt die Aufstellung eines Faziesschemas (Abb. 24), das dem Standardfaziesschema von WILSON (1970, 1974, 1975) in vielen Punkten sehr ähnlich ist (Abb. 23).

Erste Gemeinsamkeiten ergeben sich zwischen den inter- und supratidalen Dolomiten (Kap. 3.2.2.2) und den Faziestypen 8 und 9 (s. Abb. 23). Typ 9, "Evaporites on Sabkhas-Salinas", wird von den massigen Dolomiten repräsentiert. WILSON (1975) nennt hierfür das Auftreten von Anhydritknollen, laminierte Evaporite, gelbe und rote Farben, äolisch vom Festland eingewehte Sedimente. Alle diese Merkmale werden in den massigen Dolomiten beobachtet.

Faziestyp 8, "Restricted circulation shelf and tidal flats", findet sich in den laminierten Dolomiten wieder. Die für Typ 8 charakteristischen Merkmale sind Birdseyes, Stroma-

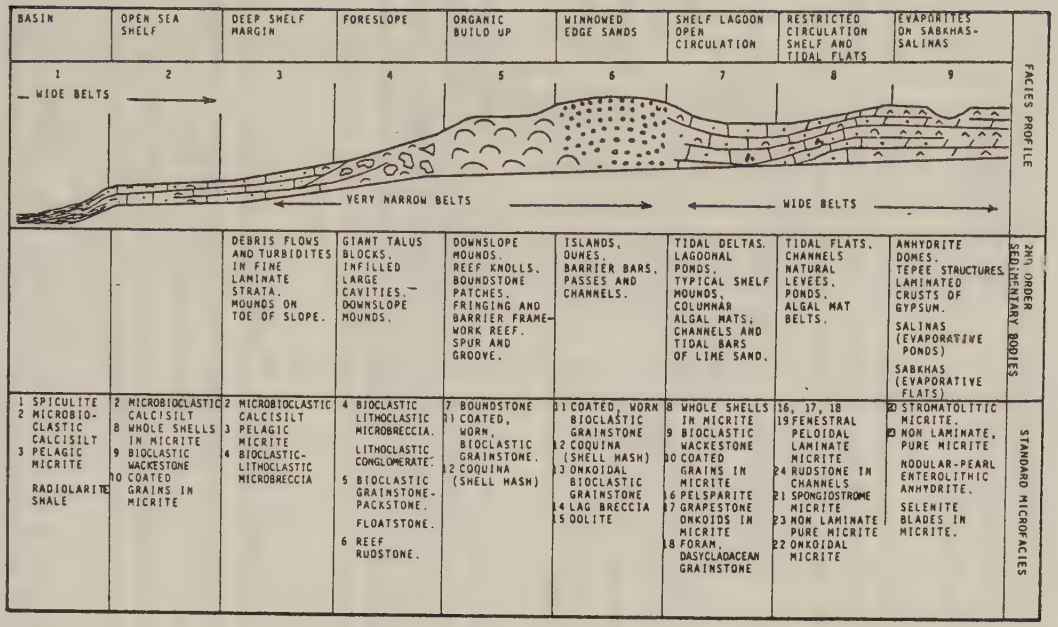


Abb. 23: Schema der Standardfaziesgürtel von WILSON (197o, 1974, 1975). Aus: WILSON, 1975.

tolithen, Lamination, Mergelbänke, helle Farben, grobkörnige Sande in Channels. Letztere sind in Kap. 3.2.2.3 beschrieben.

Faziestyp 6, "Winnowed edge sands", für den u.a. Oolithe charakteristisch sind, wird lokal am Top der Dolomit-Einheit angetroffen.

Die bioklastischen Kalke der Unteren Kalk-Einheit (Kap. 3.2.3.1) entsprechen dem Faziestyp 5, "Organic buildup", der die Riff- und Riffschutt-Fazies abdeckt.

Die Kalk/Mergel-Wechselfolgen der Unteren Kalk-Einheit (Kap. 3.2.3.2) ähneln dem Faziestyp 4, "Foreslope", der durch feinkörnige Bänke mit schräggeschichteten Detritus-Einschüttungen charakterisiert ist. Der Begriff "Foreslope" ist hierfür auch insofern zutreffend, als die Kalk/Mergel-Wechselfolgen - besonders im E - vorwiegend am meerwärtigen Hang vor der Biostromzone lagern (s. Abb. 14).

Faziestyp 3, "Deep shelf margins", ist auf die Kalk/Tonschiefer-Wechselfolgen der Unteren Kalk-Einheit (Kap. 3.2.3.3) anwendbar. Diesen Typ vertreten dunkelgraue, feinkörnige Kalke und Mergel sowie ein gewisser Anteil an Schiefern. Enthaltener Detritus kommt generell von "upslope".

Die Untere Schiefer-Einheit kann nur teilweise mit dem WILSON'schen Faziesschema verglichen werden. Einige für die Typen 2 und 1 gültige Details, wie z.B. Schiefer und "mikrobioklastisches" Gefüge in den Kalkbänken und Bioturbation, sind in den Unteren Schiefern erkennbar.

Die Mittlere Kalk-Einheit stellt eine vorübergehende Rückkehr zu den Faziestypen 4,5, und 6 dar. Die hierfür wesentlichen Merkmale finden sich in dieser Einheit wieder. Fa-

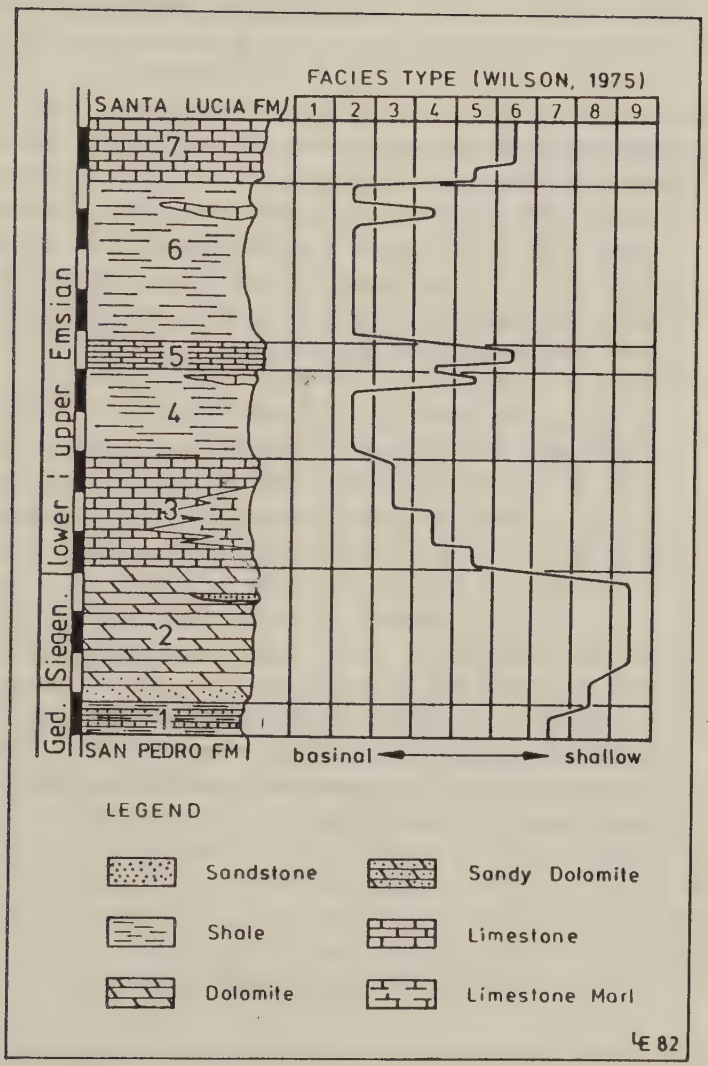


Abb. 24: Fazies- und Bathymetriekurve der La Vid-Formation. Nach dem Faziesschema von WILSON (1975).

ziestyp 4 steht für den Vorriff-Bereich, Typ 5 entspricht dem Riffgürtel und den beiden nach NNW abzweigenden Riffrücken, während Typ 6 den nach N ausdünnenden Detrituskalken zuzuordnen ist (vgl. Kap. 3.2.5).

Die Zuordnung der Oberen Schiefer-Einheit zu einem der WILSON'schen Faziestypen ist schwierig. Es treffen wohl einige Merkmale aus den Typen 1 und 2 zu. WILSON (1975) stellt Typ 1 aber bereits in den Bereich der Beckenfazies, wofür es in den Oberen Schiefern keine sicheren Hinweise gibt. Die bathymetrischen Aussagen (vgl. Kap. 3.2.6) sprechen eher gegen eine Beckenfazies.

Zu Beginn der Oberen Kalk-Einheit werden - mit der Bryozoenfazies - die Typen 4, 5 und 6 durchlaufen, wie dies auch in der Mittleren Kalk-Einheit der Fall war (s.o.). Die Crinoidenschuttkalke müssen dem Typ 6 zugeordnet werden, der durch Grainstones mit gut gerundeten Komponenten und durch Schrägschichtung charakterisiert ist.

Aus der Reihenfolge dieser verschiedenen Faziestypen ergibt sich für die La Vid-Formation eine Fazieskurve, wie sie in Abb. 24 (S. 81) dargestellt ist. Sie ist gleichzeitig eine Bathymetriekurve, da die WILSON'schen Faziestypen im großen und ganzen bathymetrisch geordnet sind (1 = tief, 9 = sehr flach).

4 Beobachtungen zur Tektonik

Die Profilaufnahmen wurden in der Regel dort durchgeführt, wo die Lagerungsverhältnisse klar erkennbar waren oder aber durch andere Bearbeiter bereits geklärt worden waren. In zwei Fällen führten die Geländebeobachtungen zu neuen tektonischen Ergebnissen:

1. Im Typprofil La Vid (Profil 1o) wurde eine tektonisch bedingte Schichtverdoppelung festgestellt.
2. Fazielle Details erbrachten neue Hinweise zur Überschiebungsweite der Esla-Decke.

Diese beiden Punkte werden im Folgenden behandelt.

4.1 Schichtverdoppelung im Typprofil La Vid

Eine Unregelmäßigkeit im Typprofil der La Vid-Formation beim Dorf La Vid (Profil 1o) hat in der Vergangenheit zu Fehlinterpretationen geführt: Im Übergangsbereich von der Dolomit-Einheit zur Unteren Kalk-Einheit liegt eine tektonisch bedingte Verdoppelung eines Profilteiles vor, die von COMTE (1959) bei seiner Auswahl des Typprofiles als ungestörte Lagerung angesehen wurde. Diese Deutung wurde von der Leidener Schule übernommen. Abb. 25 zeigt, wie sich die Verdoppelung im Gelände darstellt.

Das Typprofil liegt auf der Westseite eines steil eingeschnittenen Tales und wird durch die Straße La Vid - Vegacervera auf halber Höhe angeschnitten. Dort ist nur der Abscherhorizont aufgeschlossen. Er liegt in Form einer o,5 m mächtigen Mylonitzone vor, in der Komponenten

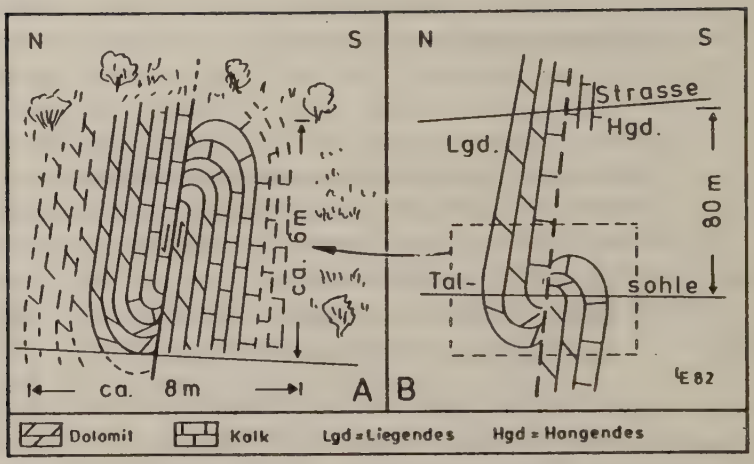


Abb. 25: Schichtverdoppelung im Typprofil La Vid.
A = Abschiebung mit Schleppung im Aufschluß auf der Talsohle.
B = Schematische Darstellung der Abschiebung auf der östlichen Talseite.

der liegenden Dolomite und der hangenden bioklastischen Kalke verarbeitet sind. Wegen des nur geringen Farbunterschiedes zum umgebenden Gestein kann die Mylonitzone leicht übersehen werden.

Auf der gegenüberliegenden Ostflanke des Taleinschnittes ist unmittelbar über der Talsohle die Abschiebung aufgeschlossen, wie sie in Abb. 25 (A) dargestellt ist. Etwa 8o m senkrecht darüber (s. Abb. 25, B), auf dem Niveau der Straße, ist die La Vid-Formation von ihrer Basis bis zur Unteren Schiefer-Einheit lückenlos aufgeschlossen. Die Verdoppelung, wie sie im Typprofil gegenüber vorliegt, fehlt hier.

Die Entfernung zwischen den beiden Profilen beträgt nur etwa 2oo m. Trotzdem findet auf der östlichen Talseite der Übergang von der Dolomit-Einheit zur Unteren Kalk-

Einheit ohne Wiederholung statt. Da von der Verdoppelung immerhin 3o m Dolomite und 19,5 m der bioklastischen Kalke betroffen sind, würde dies bei der von COMTE (1959) beschriebenen ungestörten Lagerung einen Ausfall von fast 5o m Gestein auf eine laterale Entfernung von rund 2oo m bedeuten. Da eine so engräumige Faziesgliederung kaum möglich ist - zumindest nicht während der tektonisch recht ruhigen Grundsituation im frühen Unterdevon - , muß eine ungestörte Lagerung ausgeschlossen werden. In Abb. 26 ist der hier behandelte Ausschnitt aus dem Typprofil dem entsprechenden Profilabschnitt auf der Ostseite des Tales gegenübergestellt.

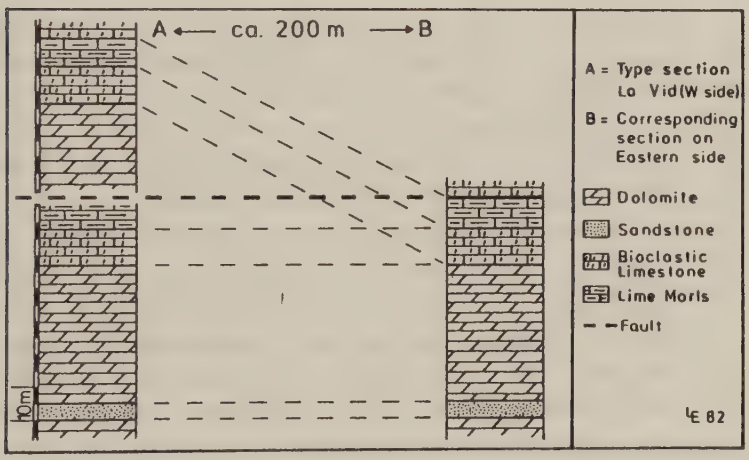


Abb. 26: Gegenüberstellung des verdoppelten Typprofiles auf der westlichen Talseite (links) und des Vergleichsprofiles auf der gegenüberliegenden, östlichen Talseite.

Ein weiteres Argument für eine tektonische Verstellung ist der Umstand, daß sich die lithologischen Elemente im Bereich der Verdoppelung zweifelsfrei wiederholen und auch in den beiden gegenüberliegenden Profilen leicht parallelisierbar sind. Dies trifft vor allem auf den

Übergangsbereich von der Dolomit-Einheit zur Unteren Kalk-Einheit zu (vgl. Abb. 26).

4.2 Zur Tektonik der Esla-Decke

Im Rahmen der Profilaufnahmen wurden einige Details der Esla-Decke untersucht. Dies erfolgte unter anderem, um die bisherigen Angaben zur Überschiebungsweite der Esla-Decke zu überprüfen.

RUPKE (1965) hat für die Esla-Decke eine Überschiebungsweite von mindestens 16 km rekonstruiert. Das Ergebnis von ARBOLEYA (1981) liegt mit mindestens 14 km in der gleichen Größenordnung. Eigene Untersuchungen lieferten einen weiteren Hinweis auf einen Transportweg innerhalb der oben angeführten Entfernungsbeträge:

In Kap. 3 der vorliegenden Arbeit wird die Entwicklung eines im wesentlichen E-W orientierten Faziesmusters beschrieben, in das sich alle in der Esla-Decke aufgenommenen Geländeprofile nur dann harmonisch einfügen, wenn die Esla-Decke um etwa 14 bis 15 km nach S zurückversetzt wird. Dieser Betrag gilt als mittlere Überschiebungsweite des südlichen Deckenteiles.

Es muß betont werden, daß eine exakte Bestimmung der Überschiebungsweite schon deshalb nicht möglich ist, weil die Esla-Decke von ihrer Stirn bis zu ihrem Abtauchen unter das kohleführende Oberkarbon im S nur auf rund 8 km Länge aufgeschlossen ist. Das von RUPKE (1965) angenommene Wiederauftauchen der Decke südlich der "Sabero-Gordon-Linie" (RUPKE, 1965) muß nach neueren Erkenntnissen ausgeschlossen werden. Südlich der Sabero-Gordon-Linie

(Abb. 27) liegt die "Südrand-Zone" REUTHER's (1977), die als selbständige Fazieseinheit zu verstehen ist und sehr wahrscheinlich die Esla-Decke teilweise überfahren hat. Wegen der offensichtlichen Faziesunterschiede läßt sich die Südrand-Zone nicht unmittelbar südlich an die Esla-Decke anschließen (REUTHER, 1977). Eine Übersicht der Esla-Decke gibt Abb. 27.

Abb. 27: Übersichtskarte der Esla-Decke.

Zwischen den Ortschaften Llama de Colle und Vozmediano (s. Abb. 27) wurde ein Faltensystem innerhalb der Esla-Decke aufgenommen, dessen Untersuchung sich wegen der guten Aufschlußverhältnisse anbot. Es handelt sich um eine Gruppe von südvergenten Mulden und Sätteln, über die die an der Faltung beteiligten Schichten nach S abtreppen (vgl. Abb. 28). Soweit aufgeschlossen, wurden die Dolomit-Einheit und Untere Kalk-Einheit der La Vid-Formation sowie die hangenden Partien der San Pedro-Formation in die Faltung einbezogen.

Im N beginnt die Abfolge mit dem Übergang von der San Pedro-Formation zur La Vid-Formation, der mit 6o° nach S überkippt einfällt. Die unmittelbar südlich anschließende Mulde enthält in ihrem Kern noch die basalen Bänke der Unteren Kalk-Einheit. In den Kernen der beiden Sättel treten die hangendsten Schichten der San Pedro-Formation zutage. Die Streich- und Fallwerte der Faltenachsen liegen zwischen 9o/15 W und 11o/2oW (s. Abb. 28).

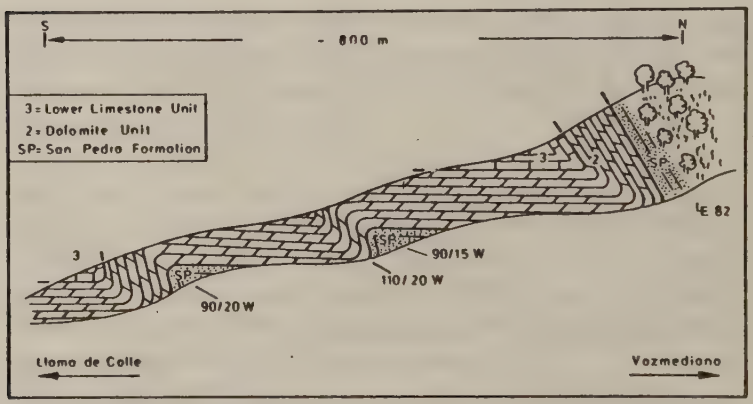


Abb. 28: Südvergentes Faltensystem entlang der Straße Llama de Colle - Vozmediano. Geländeansicht mit Blickrichtung nach W.

5 Zum Problem der äolischen Sande in der Dolomit-Einheit

In den laminierten Dolomiten des hohen Intertidals treten Quarzsande in nur wenige mm mächtigen Lagen auf (vgl. Kap. 3.2.2.2). Sie sind lose in das dolomitische Grundsediment eingestreut und fallen durch gute Sortierung und einen hohen Rundungsgrad auf.

Im Gelände werden die Quarzsande in zwei Erscheinungsformen angetroffen:

1. Meist wurden die Sande 2 bis 5 mm mächtig in den sich bildenden Dolomit eingestreut. Man findet häufig mehrere Sandlagen innerhalb einer Dolomitbank.
2. Weniger häufig kamen die Sande auf offensichtlich trockengefallenen Oberflächen zur Ablagerung. Dabei wurden mehrere cm tiefe Trockenrisse durch die Sande aufgefüllt und gleichzeitig die Sedimentoberfläche mit einer dünnen Sandschicht bedeckt.

Die Art der Ablagerung - lockere Packung und sehr geringe Mächtigkeiten - läßt auf einen äolischen Transport der Sande schließen. Die endgültige Ablagerung, wie sie im Gesteinsbild vorliegt, muß jedoch nicht äolisch erfolgt sein. Vor allem die Auffüllung der Trockenrisse kann ohne weiteres der Umlagerungstätigkeit einer nachfolgenden Überflutung zugeschrieben werden.

Um die Annahme einer äolischen Sandanlieferung zu überprüfen, wurden drei Gesteinsproben aus verschiedenen Profilen für eine Kornverteilungsanalyse ausgewählt. Nach JUNGE (1979) ist die Kornverteilungskurve äolischer Sande durch zwei signifikante Maxima charakterisiert: Ein kleines besteht in der Staubfraktion um 1o µm und ein großes in der Sandfraktion um 2oo µm.

Die Kornverteilungsanalyse wurde nach mündl. Anweisung von Herrn Dr. A. Wetzel, Tübingen, durchgeführt, dem ich an dieser Stelle für seine Hilfsbereitschaft danke.

Um den Karbonatanteil zu entfernen, wurden die Proben 48 Stunden in konzentrierter Salzsäure gelöst. Anschließend wurde 5 mal mit Aqua dest. gewaschen und der Überstand jeweils nach dem Absitzen mit der Wasserstrahlpumpe abgesaugt, um ein Wegführen der Staubfraktion zu verhindern. Danach wurden die Proben 1o Minuten naß im Ultraschallbad gesiebt und dabei in 9 Fraktionen zerlegt. Zuletzt wurde jede Fraktion auf der Präzisionswaage gewogen. Das Ergebnis zeigt nachstehende Tabelle.

Fraktion (µm)	Gewicht (g)		
	Probe 1	Probe 2	Probe 3
5oo	o,8687	o,o417	o,o284
2oo-5oo	2,8177	o,32o3	o,4585
1oo-2oo	1,976o	o,o945	1,3922
6o-1oo	o,1382	o,o159	o,1519
4o- 6o	o,oo82	o,o292	o,o342
3o- 4o	o,oo11	o,oo69	o,oo35
2o- 3o	o,ooo1	o,ooo5	o,oo29
1o- 2o	o	o,ooo2	o,oo28
5- 1o	o,ooo3	o,oo33	o,oo54

Abb. 28 zeigt die hieraus erstellten Kornverteilungskurven. Jede Kurve weist ein kleines Maximum in der Staubfraktion bei 5-1o µm und ein großes bei 1oo-2oo µm bzw. 2oo-5oo µm auf.

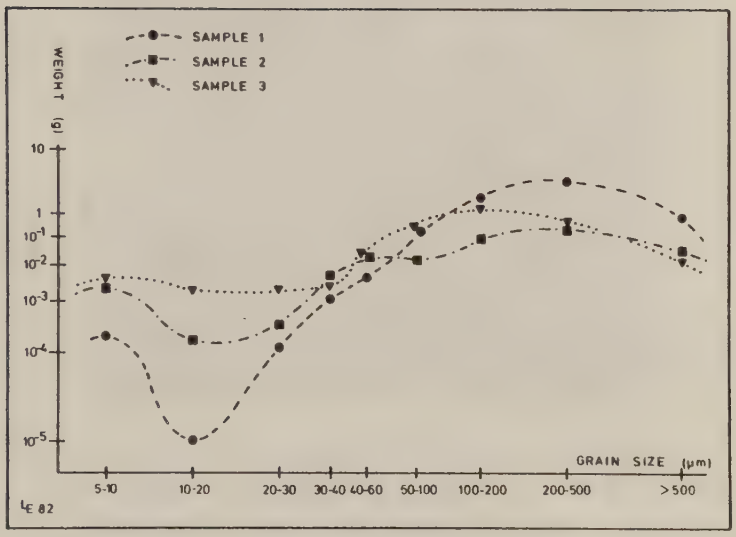


Abb. 29: Kornverteilungskurven der äolischen Sande aus den drei analysierten Proben. Erläuterungen siehe Text.

Jede der in der Tabelle (s.o.) aufgeführten Fraktionen wurde einer Untersuchung im Raster-Elektronenmikroskop unterzogen, um Kornoberflächenmerkmale für einen äolischen Transport zu finden. Nach KRINSLEY & TAKAHASHI (1962) haben die Kornoberflächen äolischer Sande charakteristische Erkennungsmerkmale, nämlich eine typische Mattierung und Abschlagmarken. Letztere entstehen bevorzugt bei groben Korngrößen, da diese nicht schwebend, sondern durch Saltation transportiert werden: Die Sandkörner prallen beim Transport ständig auf den Boden und erhalten auf diese Weise Abschlagmarken. KRINSLEY & TAKAHASHI (1962) beschreiben sie als "numerous curved surfaces whose intersections form meandering ridges", die nur unter dem Elektronenmikroskop sichtbar werden.

Im vorliegenden Fall ließen sich weder die Mattierung, noch die Abschlagmarken sicher nachweisen, weil die Quarzkörner im Verlauf der Diagenese stark umgewandelt worden sind. Die Kornoberflächen sind intensiv angelöst und durch neu gebildete Quarzaggregate verändert.

Diese diagenetische Umwandlung der Quarzkörner folgt dem Riecke'schen Prinzip (vgl. GRIMM, 1962). Nach diesem Prinzip wird ein Kristall, das während der Diagenese einem einseitigen Druck (Stress) ausgesetzt wird, an den Stellen hoher Druckbelastung gelöst. An Punkten mit geringer Druckbelastung - im Druckschatten - kann das gelöste Mineral wieder auskristallisieren. Dies gilt nach dem Ergebnis der elektronenmikroskopischen Untersuchung für die bearbeiteten Quarzkörner.

Bild 7 zeigt die Oberfläche eines Quarzsandkornes, die durch partielle Lösung von SiO_2 nach dem Riecke'schen Prinzip eine poröse Struktur erhalten hat. Die ursprüngliche Oberflächenbeschaffenheit ist dadurch zerstört. Ein geringerer Anlösungsgrad ist im unteren Bildteil erkennbar.

In Bild 8 wird sichtbar, wie die Rekristallisation des gelösten SiO_2 im Druckschatten erfolgt ist. Wie in Kap. 3.2.2.2 beschrieben, sind die Sandkörner locker gepackt in Dolomit eingebettet. Der größte Teil der Kornoberfläche steht also im Kontakt mit Dolomit. Die in Bild 8 erkennbaren, im Querschnitt keilförmigen Anwachsstrukturen sind Quarzneubildungen und zeichnen die Umrisse von Dolomitkristallen nach, mit denen das Quarzkorn im Kontakt war. Demnach bestand der Druckschatten in den Spalten zwischen den Dolomitkristallen, in die das Sandkorn eingebettet war. Außerdem folgt daraus, daß der Dolomit bereits vor den Drucklösungs- und Rekristallisationsvorgängen in kristalliner Form vorlag. Dies unterstützt die

Bild 7: Drucklösung von SiO_2 an einem Quarzsandkorn. Ursprüngliche Oberflächenstruktur am unteren Bildrand rudimentär erhalten.

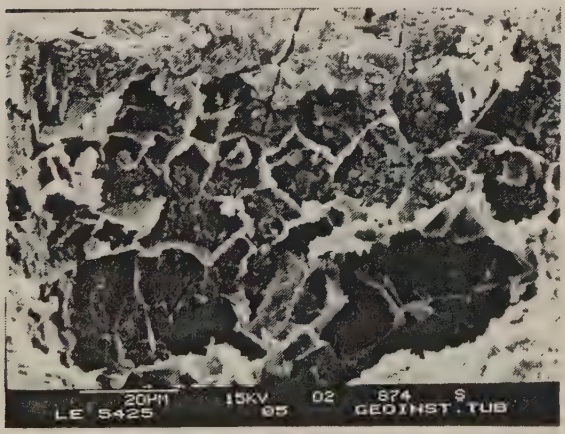


Bild 8: Rekristallisation von Quarz im Druckschatten zwischen (bei der Präparation herausgelösten) Dolomitkristallen. Die Umrisse der Dolomitkristalle werden durch keilförmige SiO_2-Neubildungen nachgezeichnet.

Annahme einer frühdiagenetischen, wenn nicht sogar präzipitativen Bildung des Dolomits (vgl. Kap. 3.2.2.2).

Bild 9 zeigt eine der im Querschnitt keilförmigen SiO_2-Anwachsstrukturen im Detail. Der Kristallwuchs ist im Bildzentrum deutlich erkennbar. Im oberen linken Bildsektor ist die ursprüngliche Kornoberfläche erhalten. Sie zeigt die gleichen Strukturen, die KRINSLEY & TAKAHASHI (1962) für äolisch transportierte Sandkörner beschreiben. Man erkennt kleine, muschelig geformte Abschlagmarken, die durch häufiges Aufprallen des Sandkornes auf den Boden beim Windtransport entstanden sind.

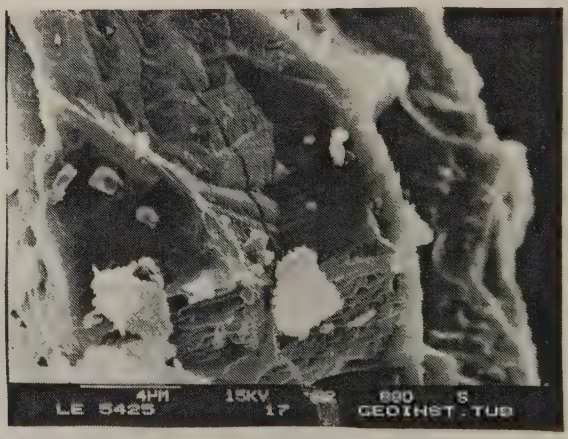


Bild 9: SiO_2-Anwachsstrukturen auf einem Sandkorn im Detail (Bildzentrum). Im oberen linken Bildteil ist die ursprüngliche Oberfläche mit für äolischen Transport charakteristischen Abschlagmarken erhalten.

Daß es sich im vorliegenden Fall tatsächlich um Drucklösungsvorgänge gehandelt haben muß, bestätigen auch die Dolomite, in denen die äolischen Sande beobachtet wurden. In den betreffenden Dolomitbänken sind Drucksuturen (Stylolithen) sehr häufig.

6 Zum Problem der intertidalen und supratidalen Dolomite

Innerhalb der Dolomit-Einheit treten u.a. Dolomite auf, die in Kap. 3.2.2.2 beschrieben und dem hohen Intertidal und Supratidal zugeordnet werden. Diese fazielle Einordnung ist durch verschiedene Beobachtungen begründet, die hier genauer dargestellt werden.

Deutliche Hinweise auf ein inter- bis supratidales Milieu sind makroskopisch erkennbare Erscheinungen wie Trockenrisse, Tepee-Muster und Birdseyes, die im Gelände häufig angetroffen wurden. Weitere Details, die dieses Milieu und vor allem die damit verbundenen hypersalinaren Verhältnisse charakterisieren, werden im Dünnschliff erkennbar.

Der wohl wichtigste Hinweis auf hypersalinare Bedingungen ist die Anwesenheit von authigenen Quarzen im dolomitischen Grundsediment. Nach GRIMM (1962) halten sich authigene Quarze streng an den Verbreitungsbereich salinar beeinflußter Gesteine. Für die Bildung der Quarzkristalle ist normalerweise keine Anreicherung des Meerwassers mit gelöstem SiO_2 notwendig. Selbst normale SiO_2-Gehalte von 1 bis 5o mg/l kommen in einem stark elektrolythaltigen, d.h. salzhaltigen Wasser zur Ausfällung. Das Kristallwachstum erfolgt frühdiagenetisch im bereits verfestigten Wirtsgestein, das in der Regel eine salinar beeinflußte Ablagerung ist. Authigene Quarze treten z.B. bevorzugt in Karbonaten, Anhydrit oder Gips auf. Dazu gehören selbstverständlich auch die hier behandelten Dolomite. Bild 1o zeigt authigen gewachsene Quarze im Dolomit.

Die Anwesenheit von Anhydrit konnte in den Dolomiten makroskopisch und im Dünnschliff festgestellt werden. Im Gelände wird Anhydrit regelmäßig in den massigen gelben

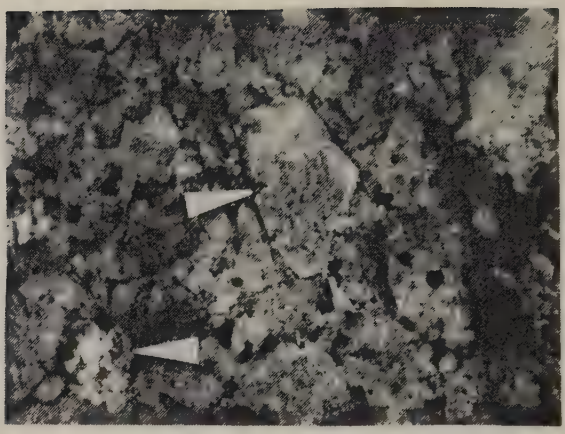


Bild 1o: Authigene Quarze im Dolomit. Das Wachstum der Quarze erfolgt durch Ausfällung von SiO_2 aus stark salzhaltigem Meerwasser.

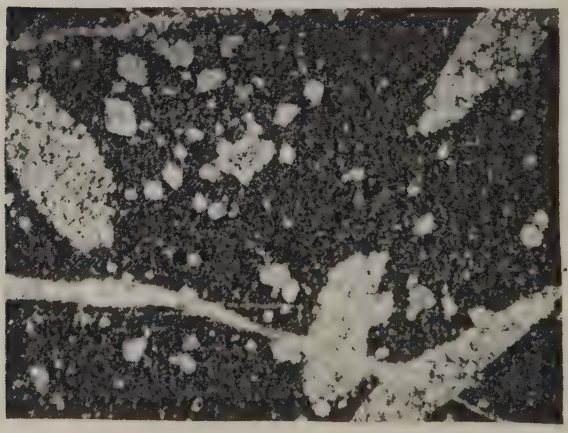


Bild 11: Einzelkristalle von Anhydrit in einem supratidal gebildeten Dolomit. Erklärung siehe Text.

und rötlichen Dolomiten angetroffen, die in Kap. 3.2.2.2 als supratidale Bildungen beschrieben werden. Hierin liegt Anhydrit in Aggregaten von Erbsen- bis Faustgröße vor. Häufig ist er schlierig oder flaserig ausgewalzt. Diese Verformung dürfte in einem sehr frühen Diagenesestadium eingetreten sein. Sehr wahrscheinlich lagen sowohl der Anhydrit als auch das karbonatische Grundsediment noch wenig verfestigt vor, so daß beide Komponenten durch Rutschungsvorgänge oder auch nur aufgrund ihrer Dichteunterschiede plastisch verformt und miteinander vermischt wurden. RILEY & BYRNE (1961) haben diesen Vorgang im Labor simuliert und beschreiben ihn als "Boudinage".

Im Dünnschliff ist Anhydrit auch in Einzelkristallen zu beobachten. Bild 11 zeigt ein Nebeneinander von Dolomit- und $CaSO_4$-Kristallen. Bildungen dieser Art stellt WILSON (1975) in das Supratidal, das nur sporadisch vom Meerwasser überspült wird. Durch den seltenen Wasserzutritt kommt es zu längeren Austrocknungsperioden, die für die Bildung von Sulfaten Voraussetzung sind. Die Evaporation während der Trockenphasen sorgt für ein Aufsteigen hochkonzentrierter Porenwässer, die hauptsächlich gelösten Anhydrit führen. An der Sedimentoberfläche bleiben nach dem Verdunsten der Porenwässer Anhydrit-Aggregate zurück. Diese Fazies wird als "Sebkha" bezeichnet (TILL, 1978).

In Kap. 3.2.2.2 wurde erwähnt, daß die Anhydrit-Aggregate teilweise calcitisiert vorliegen. Dieses Phänomen beschreibt TILL (1978) aus dem unteren Purbeck von Südengland. Es handelt sich dort um Sebkha-Zyklen mit Algenlaminiten und massigen, anhydritknollenreichen Dolomiten. Nach FOLK & PITTMAN (1971) tritt diese Calcitisierung häufig nebeneinander mit authigenen Quarzen auf und kann somit als weiterer Hinweis auf das Vorhandensein eines hypersalinaren Milieus herangezogen werden.

Die Algenlaminite sind frei von Anhydritaggregaten. Wahrscheinlich wurde die Algenlaminit-Fazies doch so regelmäßig mit Meerwasser beliefert, daß die im Gelände festgestellten Trockenfall-Perioden zu kurz waren, um eine Eindampfung von Sulfaten in größerem Ausmaß zu ermöglichen. Für diese Regelmäßigkeit spricht im übrigen auch das lagige Algenwachstum. Algenmatten können sich nämlich nur dort ausbreiten, wo das Meerwasser mehr oder weniger regelmäßig wiederkehrt. Solche Bedingungen werden im hohen Intertidal angetroffen (vgl. TILL, 1978).

7 Die biostratigraphische Stellung der La Vid-Formation

Neue Fossilfunde konnten zur Ergänzung der bisher bekannten biostratigraphischen Aussagen über die La Vid-Formation beitragen. Die Korrelation der Formation mit ihren Äquivalenten in Palencia (Lebanza- und Abadía-Formation) und Asturien (Rañeces-Formation) wurde ebenfalls präzisiert.

Die biostratigraphischen Ergebnisse für das Unter- und Ober-Ems stützen sich im wesentlichen auf rugose Korallen, die in ausreichender Vielfalt zur Verfügung standen. Auf eine Auswertung der Brachiopodenfauna wurde deshalb verzichtet. Die wichtigsten Korallenarten bzw. -gattungen sind im Anhang abgebildet.

Das Ober-Gedinne und das Siegen nehmen in der La Vid-Formation die Übergangs- und die Dolomit-Einheit ein (s. Kap. 8.2.1 bis 8.2.3). Die Dolomit-Einheit reicht lokal auch bis ins untere Ems (s. Kap. 8.2.4, Abb. 36). Beide Einheiten können mangels Fossilien jedoch nicht biostratigraphisch datiert werden.

7.1 Rugose Korallen des Unter-Ems

Die ältesten rugosen Korallen datieren aus dem Unter-Ems und wurden in folgenden Profilen gefunden:

Adrados : *Barrandeophyllum cantabricum* KULLMANN 1965
Hapsiphyllum sp.

La Vid : *Barrandeophyllum* sp.

Montuerto : *Syringaxon* sp.

Valporquero: *Barrandeophyllum cantabricum* KULLMANN 1965

Alle Fundpunkte liegen im E des untersuchten Gebietes zwischen dem Rio Bernesga und Rio Esla.

7.2 Rugose Korallen des unteren Ober-Ems

Adrados	: *Adradosia barroisi* BIRENHEIDE & SOTO 1977
Aralla	: *Adradosia barroisi* BIRENHEIDE & SOTO 1977
Argovejo	: *Adradosia barroisi* BIRENHEIDE & SOTO 1977 *Gymnaxon weyeri* BIRENHEIDE & SOTO 1977
Aviados	: *Hapsiphyllum* sp.
Caldas de Nocedo	: *Adradosia* ? sp.
Llama de Colle	: *Synaptophyllum multiseptatum* SOTO 1981
Sagüera	: *Synaptophyllum multiseptatum* SOTO 1981
Valbuena	: *Adradosia barroisi* BIRENHEIDE & SOTO 1977
Velilla de Valdoré	: *Hapsiphyllum* sp. *Neaxon regularis* KULLMANN 1965
Villayandre	: *Gymnaxon weyeri* BIRENHEIDE & SOTO 1977 *Hapsiphyllum* n.sp. A *Hapsiphyllum* cf. *multiseptatum* KULLMANN 1965 *Adradosia barroisi* BIRENHEIDE & SOTO 1977

Die hier aufgeführten Fundpunkte liegen zwischen dem Rio Luna und dem Rio Esla.

7.3 Rugose Korallen des höheren Ober-Ems (?)

Folgende Korallenfunde datieren vermutlich höheres Ober-Ems. Auf dieses Alter weisen vor allem *Hapsiphyllum subguillieri* und *Ufimia prior* hin, da sie im höheren Ober-Ems des Polentinos-Members (Abadía-Formation) in Palencia auftreten (KULLMANN, 1965). Alle drei Fundorte liegen im W zwischen dem Rio Sil und dem Rio Luna.

Abelgas : *Adradosia* ? sp.
Hapsiphyllum subguillieri KULLMANN 1965
Ufimia cf. *prior* KULLMANN 1965

Lumajo : *Adradosia barroisi* BIRENHEIDE & SOTO 1977
Combophyllum leonense EDWARDS & HAIME 185o
Hapsiphyllum cf. *multiseptatum* KULLMANN 1965
Hapsiphyllum cf. *simplex* KULLMANN 1965
Ufimia prior KULLMANN 1965

Nördl. Lunasee: *Ufimia* ? sp.

7.4 Das Alter der Unteren Kalk-Einheit

Die Korallenfunde aus den tieferen Partien der Unteren Kalk-Einheit erbrachten ausschließlich die Art *Barrandeophyllum cantabricum*, die KULLMANN (1965) der *Mimosphinctes cantabricus*-Zone zuordnet. Diese Zone hat unteremsisches Alter (KULLMANN, 196o).

Ebenfalls aus dem liegenden Abschnitt der Unteren Kalk-Einheit wurden einige Funde von Tentaculiten geborgen. Sie stammen aus Aufschlüssen zwischen dem Rio Luna und dem Rio Curueño. Es handelt sich um die Art *Viriatellina* cf. *hercynica* BOUČEK 1964, die von LÜTKE (1974) in das hohe Unter-Ems gestellt wird. Wenn also bereits der liegende Teil der Unteren Kalk-Einheit dem hohen Unter-Ems angehört, so darf vermutet werden, daß die Grenze Siegen-Ems noch innerhalb der Dolomit-Einheit liegt.

Das obere Drittel der Unteren Kalk-Einheit lieferte bereits oberemsische Korallenfunde:

Adradosia barroisi BIRENHEIDE & SOTO 1977
Hapsiphyllum cf. *multiseptatum* KULLMANN 1965
Hapsiphyllum subguillieri KULLMANN 1965
Syringaxon sp.

Adradosia barroisi setzt an der Wende vom unteren zum oberen Ems ein (BIRENHEIDE & SOTO, 1977). Die Funde von *Hapsiphyllum multiseptatum* und *Hapsiphyllum subguillieri* liegen im Profil grundsätzlich oberhalb des ersten Auftretens von *Adradosia barroisi* und bestätigen somit, daß die hangendsten Bänke der Unteren Kalk-Einheit bereits dem tieferen Ober-Ems zugeordnet werden müssen.

7.5 Das Alter der Unteren Schiefer-Einheit

Das Alter der Unteren Schiefer-Einheit ist ebenfalls noch unteres Ober-Ems. Dies ist durch folgende Korallenformen belegt:

Adradosia barroisi BIRENHEIDE & SOTO 1977
Combophyllum leonense EDWARDS & HAIME 185o
Hapsiphyllum multiseptatum KULLMANN 1965
Hapsiphyllum simplex KULLMANN 1965
Neaxon regularis KULLMANN 1965

7.6 Das Alter der Mittleren Kalk-Einheit

Ähnlich viele Arten wie die Untere Schiefer-Einheit weist auch die Mittlere Kalk-Einheit auf:

Adradosia barroisi BIRENHEIDE & SOTO 1977
Adradosia sp.
Hapsiphyllum n.sp. A
Hapsiphyllum sp.
Synaptophyllum multiseptatum SOTO 1981

Ufimia prior KULLMANN 1965
Ufimia sp.
Gymnaxon weyeri BIRENHEIDE & SOTO 1977

Das Auftreten von *Gymnaxon weyeri* ist auf Profile in der Esla-Decke und somit auf den äußersten SE beschränkt. Diese Form markiert das tiefe Ober-Ems (BIRENHEIDE & SOTO, 1977). Geringfügig jünger, aber ebenfalls noch aus dem unteren Ober-Ems, wird das älteste bis heute bekannte Korallenbiostrom des Kantabrischen Gebirges bei Llama de Colle datiert. Es handelt sich um das von SOTO (1981) beschriebene Vorkommen von *Synaptophyllum multiseptatum*. *Ufimia prior* tritt in den hangenden Partien der Mittleren Kalk-Einheit im W des Gebietes auf. Diese Form ist aus dem höheren Ober-Ems bekannt (s. Kap. 7.3). Es scheint also, daß am Top der Mittleren Kalk-Einheit bereits höheres Ober-Ems erreicht wird.

7.7 Das Alter der Oberen Schiefer- und Oberen Kalk-Einheit

Die Obere Schiefer- und Obere Kalk-Einheit sind aufgrund der geringen Diversität der Korallenfunde nur unscharf als oberemsisch datierbar. Es treten nur Formen auf, die auch im unteren Ober-Ems schon existierten (vgl. Kap. 7.2):

Adradosia barroisi BIRENHEIDE & SOTO 1977
Adradosia sp.
Hapsiphyllum sp.
Synaptophyllum multiseptatum SOTO 1981

Dennoch dürfte es sich um höheres Ober-Ems handeln, da dieses Alter ja schon in den oberen Schichten der Mittleren Kalk-Einheit erreicht wurde (s. Kap. 7.6).

7.8 Altersunterschiede zwischen Ost und West

Es gibt einige Anzeichen dafür, daß die einzelnen lithologischen Einheiten der La Vid-Formation im W etwas jünger sind als im E. Dies ist zum Beispiel in den hangenden Partien der Unteren Kalk-Einheit der Fall. Im Profil 1 (Adrados) östlich des Rio Porma liegt die Grenze Unter-Ems/Ober-Ems am Übergang der Unteren Kalk-Einheit in die Untere Schiefer-Einheit. Dies belegen Funde von *Adradosia barroisi* (vgl. BIRENHEIDE & SOTO, 1977). Im Profil Lumajo (26) im äußersten W wird im gleichen Niveau bereits *Hapsiphyllum subguillieri* angetroffen, die aus dem Polentinos-Member der Abadía-Formation in Palencia bekannt ist. KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN (1982) geben das Alter des Polentinos-Members als Ober-Ems deutlich oberhalb der Unterems/Oberems-Grenze an.

Die Mittlere Kalk-Einheit ist, wie es scheint, im äußersten SE am ältesten. Wie in Kap. 7.6 erwähnt, tritt nur hier *Gymnaxon weyeri* auf, die das tiefe Ober-Ems markiert (BIRENHEIDE & SOTO, 1977). Geringfügig jünger, aber ebenfalls noch unteres Ober-Ems, ist das Biostrom von Llama de Colle mit *Synaptophyllum multiseptatum* (vgl. SOTO, 1981). *Ufimia prior* des etwas höheren Ober-Ems wird in der Mittleren Kalk-Einheit wiederum nur westlich des Luna-Stausees angetroffen.

In der Oberen Schiefer-Einheit und der Oberen Kalk-Einheit lassen sich derartige Tendenzen aufgrund der geringen Diversität nicht beobachten.

7.9 Die biostratigraphische Stellung der La Vid-Formation im Vergleich zu ihren Äquivalenten in Palencia (Lebanza- und Abadía-Formation)

Nach den in Kap. 7.1 bis 7.8 dargelegten Aussagen stellt sich die biostratigraphische Parallelisierung der La Vid-Formation mit den zeitgleichen Abfolgen in Palencia wie folgt dar:

Grenze Gedinne/Siegen

Die Grenze vom Gedinne zum Siegen ist in der La Vid-Formation nicht faßbar, da Leitfossilien in der dolomitischen Fazies fehlen. In der Lebanza-Formation (Palencia) liegt diese Grenze, mehr oder weniger sicher belegt durch Brachiopoden (BINNEKAMP, 1965), in den tiefsten Bänken. Da im Vorangegangenen viele Hinweise für eine Kontiniutät zwischen Palencia und León auftraten und da auch in beiden Räumen ähnliche Mechanismen den Wechsel zu karbonatischer Sedimentation ausgelöst haben, ist es wahrscheinlich, daß die Lebanza- und die La Vid-Formation etwa zur gleichen Zeit eingesetzt haben. Demnach muß in der La Vid-Formation die Grenze Gedinne/Siegen innerhalb der tiefen Partien der Dolomit-Einheit liegen.

Siegen und Unter-Ems

Das Siegen wird in der La Vid-Formation durch die Dolomit-Einheit vertreten. In Palencia ist dieser Zeitraum durch die Lebanza-Formation repräsentiert, die im oberen Siegen ausklingt. Diese Datierung basiert hauptsächlich auf Brachiopoden und Conodonten (KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN, 1982).

Aufgrund der Tentaculitenfunde und der Vorkommen von

Barrandeophyllum cantabricum in den tiefen Partien der Unteren Kalk-Einheit, die oberes Unterems anzeigen, muß vermutet werden, daß die Grenze Siegen/Ems in den oberen Sequenzen der Dolomit-Einheit liegt. Die Obergrenze des Unterems kann, mit einem gewissen "Gefälle" von W nach E (vgl. Kap. 7.8), in den Übergangsbereich der Unteren Kalk-Einheit zur Unteren Schiefer-Einheit gelegt werden. Zumindest im W haben die höchsten Bänke der Unteren Kalk-Einheit bereits tiefes Oberems-Alter.

In Palencia liegt die Grenze Siegen/Ems innerhalb der unteren Schichten der Abadía-Formation (BINNEKAMP, 1965). Einen vagen Hinweis auf einen räumlichen Zusammenhang zwischen dem Leonesischen und dem Palentiner Sedimentationsraum liefert hier folgende Beobachtung: Im äußersten E wird die Untere Kalk-Einheit der La Vid-Formation teilweise durch eine schiefrige Fazies ersetzt. Im obersten Siegen, also etwas früher, hatte auch in Palencia mit der Abadía-Formation eine schiefrige Abfolge eingesetzt (vgl. Abb. 3o).

Grenze Unter-Ems/Ober-Ems und oberes Ems

In Palencia legen KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN (1982) die Grenze Unter-Ems/Ober-Ems in den Übergangsbereich vom Requejada-Member zu den Oberen Schiefern der Abadía-Formation (Abb. 3o). Die Trilobitenfauna des Requejada-Members hat noch unteremsisches Alter.

In León liegt die Grenze vom unteren zum oberen Ems in den hangenden Bänken der Unteren Kalk-Einheit.

Die Eifel-Stufe wird innerhalb der La Vid-Formation nicht erreicht. Die Obere Kalk-Einheit ist als oberemsisch datiert (Kap. 7.7). Erst in der hangenden Santa Lucía-Forma-

tion wird die Grenze zum Eifel überschritten (BUGGISCH, MEIBURG & SCHUMANN, 1982).

In Palencia liegt die Grenze Ems/Eifel innerhalb des Polentinos-Members. In dessen liegendem Teil finden sich noch oberemsische Korallen (vgl. Kap. 7.8), doch belegt die Trilobitenfauna im hangenden Teil bereits ein Unter-Eifel-Alter (KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN, 1982).

7.1o Die biostratigraphische Stellung der La Vid-Formation im Vergleich zu Ihren Äquivalenten in Asturien

Die altersgleiche Schichtfolge in Asturien besteht aus den Nieva-Schichten, den Ferroñes-Schichten und den Arnao-Schichten, die allesamt von BARROIS (1882) eingefürt wurden. COMTE (1959) hat sie zur Rañeces-Formation zusammengefaßt. Die neueste Datierung dieser Abfolgen stammt von ARBIZU (1972), der die BARROIS'sche Gliederung benutzt. Die La Vid-Formation wird im vorliegenden Kapitel nach den ARBIZU'schen Angaben mit den Nieva-, Ferroñes- und Arnao-Schichten korreliert (vgl. Abb.3o).

Oberes Gedinne bis oberes Siegen

Die Nieva-Schichten entsprechen zeitlich relativ genau der Dolomit-Einheit der La Vid-Formation: Die Nieva-Schichten setzen im obersten Gedinne ein und gehen an der Wende zum Unter-Ems in die Ferroñes-Schichten über. Belegt wird dies durch Brachiopoden (ARBIZU, 1972).

Unteres Ems

In den basalen Bänken der Ferroñes-Schichten liegt die Grenze vom Siegen zum Ems. Das Alter dieser Abfolge entspricht der Lebensdauer von *Acrospirifer pellicoi*, der an der Wende vom Unter-Ems zum Ober-Ems ausstirbt. Damit vertreten die Ferroñes-Schichten zeitlich den gleichen Abschnitt wie die Untere Kalk-Einheit der La Vid-Formation, mit dem Unterschied, daß die Untere Kalk-Einheit erst oberhalb der Siegen/Ems-Grenze einsetzt.

Oberes Ems

Die asturischen Arnao-Schichten sind zeitgleich mit der Unteren Schiefer-Einheit, der Mittleren Kalk-Einheit, der Oberen Schiefer-Einheit und der Oberen Kalk-Einheit der La Vid-Formation. Die Obergrenze der Arnao-Schichten liegt wie die der La Vid-Formation noch im Ober-Ems. Die Eifel-Stufe wird auch hierin nicht erreicht. Die Datierung der Arnao-Schichten durch ARBIZU (1972) basiert ebenfalls auf Brachiopoden.

Die Ems/Eifel-Grenze liegt in Asturien innerhalb der Moniello-Formation, die faziell und zeitlich relativ genau der Leonesischen Santa Lucía-Formation entspricht (vgl. BECKER & SANCHEZ DE POSADA, 1977). Ein gewisser Unsicherheitsfaktor besteht darin, daß die Liegendgrenze der Santa Lucía-Formation biostratigraphisch nicht genau bestimmbar ist, weil, wie erwähnt (Kap. 7.7), die Diversität der Korallenfaunen in den hangenden Einheiten der La Vid-Formation zu gering ist. Die Obergrenze der Santa-Lucía-Formation ist jedoch durchgehend als Eifel datierbar (DE COO, 1974).

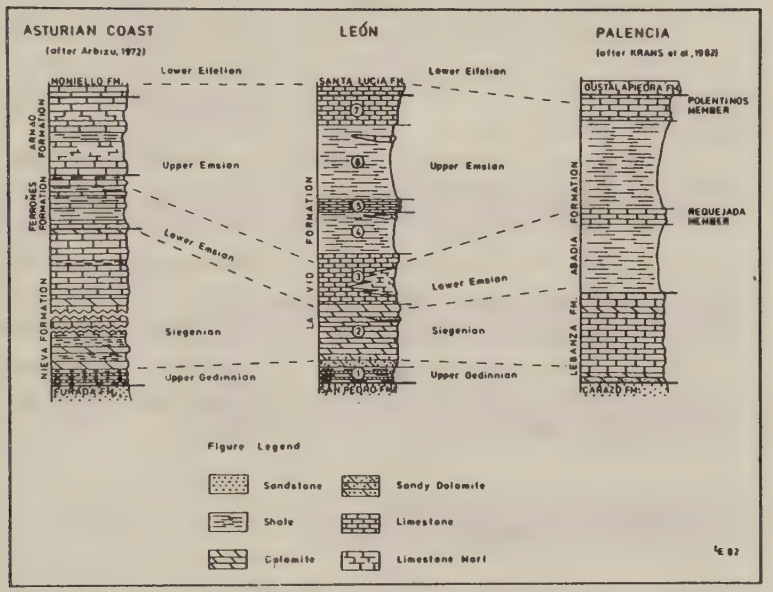


Abb. 30: Korrelierung der leonesischen La Vid-Formation mit den zeitgleichen Abfolgen in Asturien und Palencia. Zahlen im La Vid-Profil: 1 = Übergangs-Einheit; 2 = Dolomit-Einheit; 3 = Untere Kalk-Einheit; 4 = Untere Schiefer-Einheit; 5 = Mittlere Kalk-Einheit; 6 = Obere Schiefer-Einheit; 7 = Obere Kalk-Einheit.

8 Der Wandel der Paläogeographie während der La Vid-Zeit und seine Auswirkungen auf die palökologischen Verhältnisse

In Abschnitt 3 wurde die Ausbildung und Entwicklung einer E-W streichenden, im W nach NW umbiegenden Zone abwechselnd erhöhter oder verzögerter Subsidenz beschrieben. Hierdurch waren die paläogeographischen Gegebenheiten laufenden Veränderungen unterworfen, denen sich die Lebewelt ständig neu anpassen mußte. Aufgrund ihrer starken Einflußnahme auf die fazielle Entwicklung im Leonesischen Unterdevon wird für diese Zone der Begriff "Leonesische Mobilzone" eingeführt.

8.1 Schichtenprofil-Traversen

Zum besseren Verständnis der räumlichen Entwicklung wird zunächst der größte Teil der aufgenommenen Profile anhand von drei jeweils N-S streichenden Traversen vorgestellt. Wie in Abschnitt 3 gelten auch hier die rekonstruierten Profillagen vor der Faltung.

8.1.1 Die Luna-Traverse

Die westliche Traverse verbindet alle Profile in der Umgebung des Luna-Tales.

Die Leonesische Mobilzone wird in den Profilen 22 (Aralla), 23 (Nördl. Lunasee) und 27 (Abelgas) gequert. Supratidale Dolomite und Auftauchsedimente erhöhen dort die Mächtigkeit der Dolomit-Einheit beträchtlich. Nach S, zwischen Profil 27 (Abelgas) und 19 (Viñayo), verringern sich die Mächtigkeiten der Dolomit-Einheit und der Unteren Kalk-Einheit

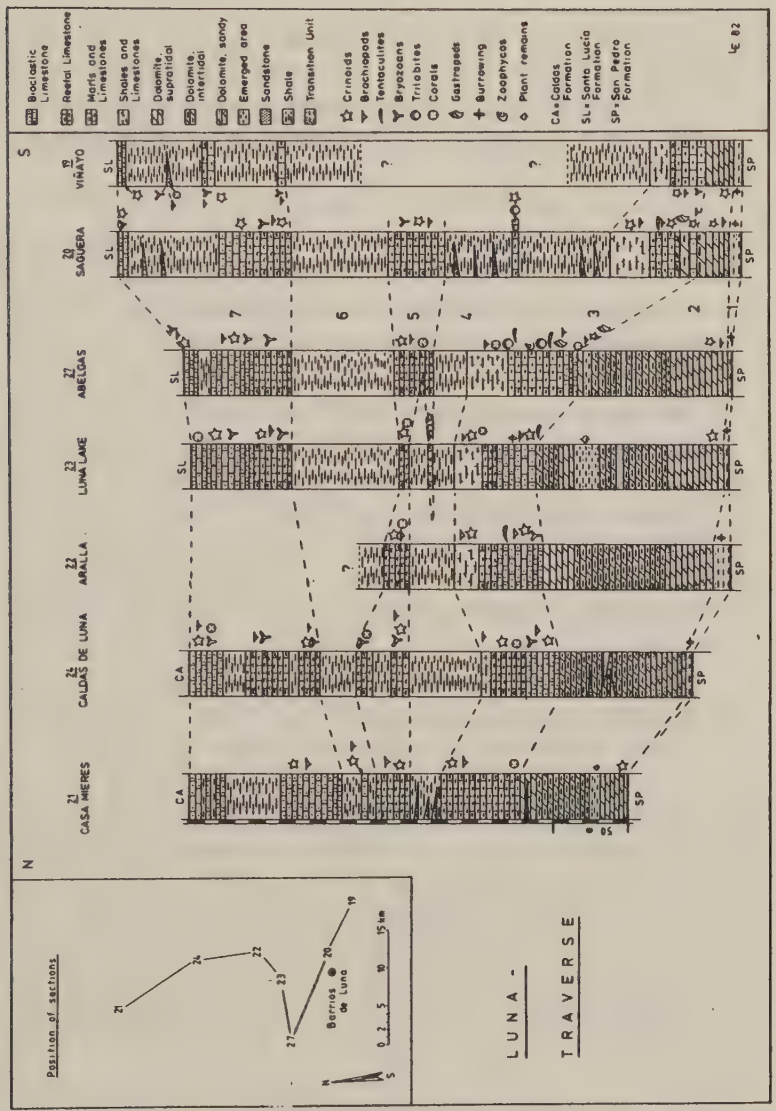


Abb. 31: Die Luna-Traverse. Profile der La Vid-Formation in der Umgebung des Luna-Tales. Zahlen = lithologische Einheiten: 1 = Übergangs-Einheit; 2 = Dolomit-Einheit; 3 = Untere Kalk-Einheit; 4 = Untere Schiefer-Einheit; 5 = Mittlere Kalk-Einheit; 6 = Obere Schiefer-Einheit; 7 = Obere Kalk-Einheit.

zugunsten der Pelite der Unteren Schiefer-Einheit (Abb. 31). Zwischen den Profilen 23 und 2o, die etwa 5 km voneinander entfernt sind, reduziert sich die Mächtigkeit der Dolomit-Einheit und der Unteren Kalk-Einheit um über 16o m.

Die Mittlere Kalk-Einheit hat ihre größte Mächtigkeit im S. Dies trifft auch für die Oberen Schiefer zu. Deren Mächtigkeit ist jedoch im N so gering, daß sich die Mittlere und die Obere Kalk-Einheit dort sehr nahe kommen.

Die Obere Kalk-Einheit keilt im S zwischen den Profilen 27 (Abelgas) und 19 (Viñayo) auf eine Nord-Süd-Entfernung von etwa 6 km aus. Die Karbonate verzahnen sich mit den Oberen Schiefern, so daß von den in Abelgas noch 72 m Kalken in Viñayo nur noch wen. je, jeweils ein paar m mächtige Bänke in den Oberen Schiefern enstehen. Die Bioherm- und die Crinoidenschuttfazies ist ab : auch dort erkennbar.

Aus der Anordnung der lithologischen Einheiten wird die fazielle Grundsituation deutlich: Von N vordringende Karbonate verlieren nach dem Queren der Leonesischen Mobilzone schnell an Mächtigkeit und werden zunehmend von Peliten abgelöst. Dies betrifft sowohl die Dolomit-Einheit als auch die Untere und Obere Kalk-Einheit. Fluviatil angelieferte Sande treten im N häufiger auf als im S. Südlich der Leonesischen Mobilzone fehlen sie ganz. Der Südrand der Auftauchbereiche markiert den Südrand der Leonesischen Mobilzone. Hier erfolgt auch in allen Fällen der Fazieswechsel von der Vorherrschaft der Karbonate zur Dominanz der Pelite (s. Abb. 31).

8.1.2 Die Bernesga-Traverse

Ganz ähnlich wie in der Luna-Traverse ist die Situation

im zentralen Teil des untersuchten Gebietes. Dies zeigt eine Traverse durch das Bernesga-Tal zwischen den Profilen 18 (Millaró) im N und 16 (Santa Lucía) im S (Abb. 32).

Die Mächtigkeit der Dolomit-Einheit nimmt von Millaró nach Villasimpliz (Profil 17) von 7o auf 195 m zu. 5 km weiter südlich, be La Vid (Profil 1o), ist sie wieder auf 125 m abgesunken. Die starke Mächtigkeitszunahme um Villasimpliz wird - wie in der Luna-Traverse innerhalb der entsprechenden Profile - zum großen Teil auf supratidale Dolomite und Auftauchsedimente verteilt. Stattdessen ist dort die Untere Kalk-Einheit nur rudimentär vertreten. Sie besteht aus einer Wechsellagerung partiell aufgearbeiteter Tonschiefer der Auftauchzone mit Bänken bioklastischer Kalke, die Tonfetzen und Pflanzenhächsel enthalten (s. S. 53/57). Diese Situation entspricht dem in Kap. 3.2.3.2 so bezeichneten "Rücken". Nach N und S wird die Untere Kalk-Einheit wieder mächtiger und vollständiger. Bei Santa Lucía (Profil 16) verzahnen sich die Unteren Kalke mit den Unteren Schiefern und reduzieren sich dabei auf 4 km Entfernung von 1oo auf 4o m.

Die Mächtigkeitszunahme der Unteren Schiefer von N nach S kann aus tektonischen Gründen nur in den südlichen Profilen verfolgt werden. In den nördlichen Aufschlüssen ist der hangende Teil der La Vid-Formation abgeschert. Immerhin wird aber zwischen Santa Lucía und La Vid (s. Abb. 32) das Ausdünnen der Unteren Schiefer nach N sichtbar. Außerdem ist die Obere Kalk-Einheit im S aufgeschlossen und dort - wie in der Luna-Traverse - sehr geringmächtig.

Die <u>fazielle Grundsituation</u> ist im Prinzip die gleiche wie im westlichen Teil, den die Luna-Traverse zeigt: Die Dolomit- und die Untere Kalk-Einheit dünnen nach S aus, während die Schiefer nach N an Mächtigkeit verlieren. Ein wesentlicher Unterschied zur Luna-Traverse liegt in der

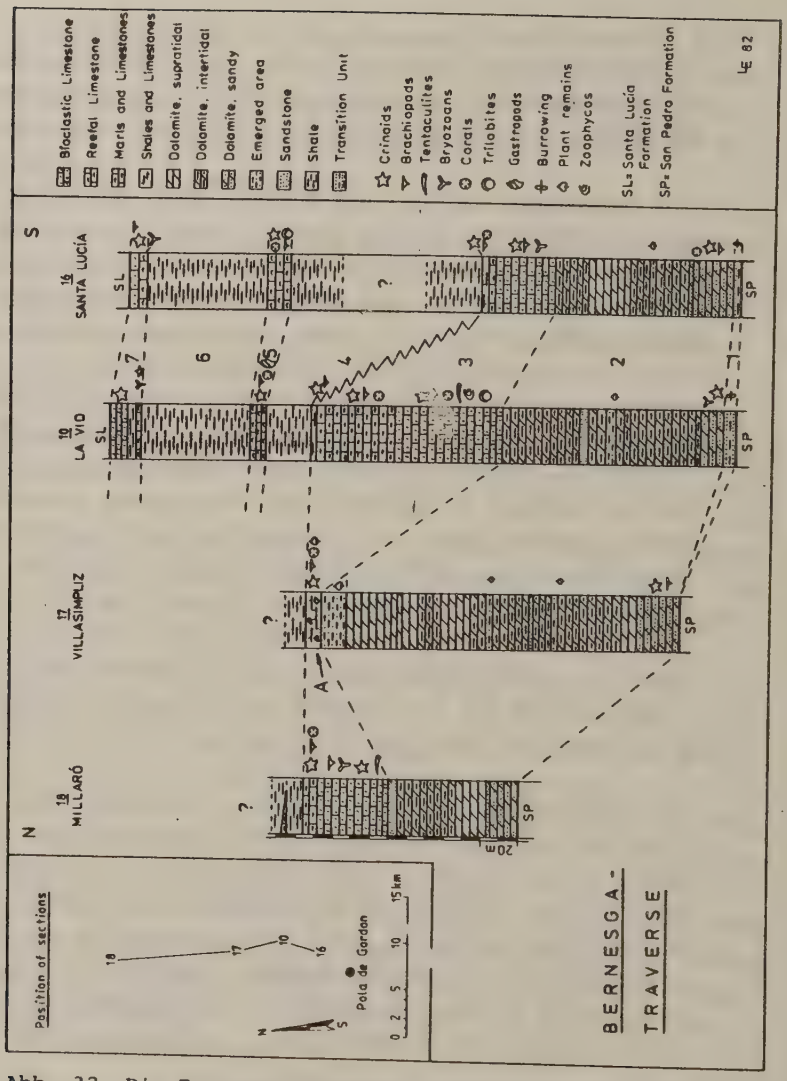


Abb. 32: Die Bernesga-Traverse. Profile der La Vid-Formation in der Umgebung des Bernesga-Tales. Zahlen = lithologische Einheiten: 1 = Übergangs-Einheit; 2 = Dolomit-Einheit; 3 = Untere Kalk-Einheit; 4 = Untere Schiefer-Einheit; 5 = Mittlere Kalk-Einheit; 6 = Obere Schiefer-Einheit; 7 = Obere Kalk-Einheit. A (Im Profil 17) = Aufarbeitung Auftauchsedimente/bioklastische Kalke (s.S. 53).

Bernesga-Traverse jedoch darin, daß die Untere Kalk-Einheit am Nordrand der Leonesischen Mobilzone (Profil 17, Villasimpliz) fast vollständig fehlt. Hier liegt eine Schichtlücke zwischen den Auftauchsedimenten der Dolomit-Einheit und der Unteren Schiefer-Einheit vor (vgl. S. 57). Die in Villasimpliz anstehenden Aufarbeitungshorizonte, die Elemente der Auftauchzone und der bioklastischen Kalke enthalten, deuten auf eine Erosion der Unteren Kalke bzw. eine - bis auf wenige Bänke - nicht erfolgte Ablagerung der Unteren Kalke hin. Es müssen also Vertikalbewegungen stattgefunden haben, die eine Ablagerung der Unteren Kalke weitestgehend verhindert oder aber deren Abtragung bis auf die Auftauchsedimente bewirkt haben.

Die Entstehung der Schichtlücke ist offenbar eine Folge der Ausbildung des in Kap. 3.2.3.2 beschriebenen "Rückens". Er schwächt sich nach E bis ins Curueño-Tal ab, so daß die Unteren Kalke auf diesem nach E mächtiger werden (S. 57).

8.1.3 Die Esla-Traverse

Die östliche Traverse zeigt einen Schnitt durch die La Vid-Formation im Esla-Tal (Abb. 33). Hier fallen die geringeren Mächtigkeitsunterschiede innerhalb der einzelnen lithologischen Einheiten auf. Die Dolomit-Einheit weist Mächtigkeiten zwischen 75 m im N und 9o m im S auf. Eine Ausnahme bildet das Profil 9 (Velilla de Valdoré) mit nur 5o m Mächtigkeit.

Die Untere Kalk-Einheit ist im N 5o m mächtig, erreicht ihr Maximum bei Argovejo (Profil 3) mit rund 9o m und verliert nach S auf eine Entfernung von ca. 1o km nur 35 m Mächtigkeit, allerdings unter gleichzeitigem Fazieswechsel zu einer Dominanz von Peliten. Dementsprechend mäßig ist auch die Mächtigkeitsabnahme der Schiefer nach N.

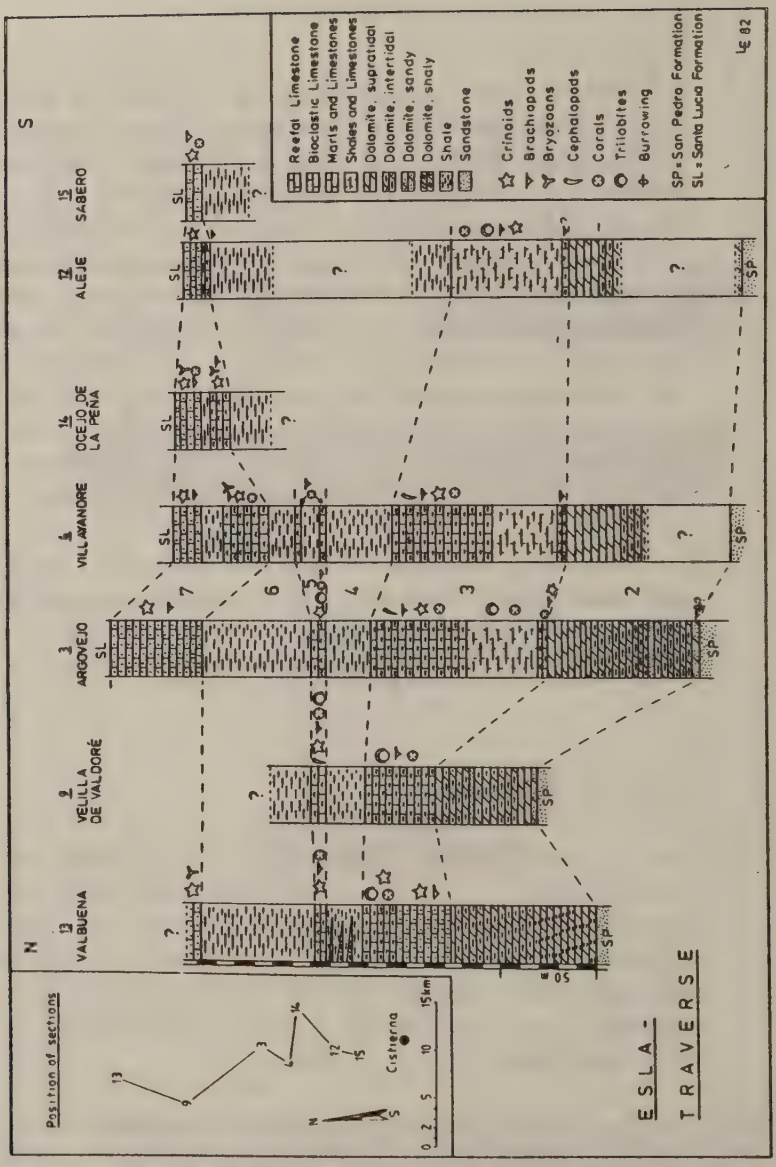


Abb. 33: Die Esla-Traverse. Profile der La Vid-Formation in der Umgebung des Esla-Tales. Zahlen = Lithologische Einheiten: 2 = Dolomit-Einheit; 3 = Untere Kalk-Einheit; 4 = Untere Schiefer-Einheit; 5 = Mittlere Kalk-Einheit; 6 = Obere Schiefer-Einheit; 7 = Obere Kalk-Einheit.

Eine vergleichsweise schnelle Mächtigkeitsabnahme nach S erfährt in der Esla-Traverse nur die Obere Kalk-Einheit. Zwischen Argovejo (Profil 3) und Villayandre (Profil 4) reduziert sich ihre Mächtigkeit auf eine Entfernung von 3 km von 5o auf 15 m.

Die fazielle Grundsituation ist in der Esla-Traverse insofern anders als in den beiden anderen Traversen, als hier sowohl die Mächtigkeitsabnahme der Karbonate nach S als auch der Fazieswechsel Karbonate/Pelite allmählicher abläuft. Anscheinend läßt die Aktivität der Leonesischen Mobilzone hier im E nach.

Auffallend ist die geringe Mächtigkeit der Dolomit-Einheit im Profil 9, Velilla de Valdoré. Es scheint, daß hier die Dolomit-Einheit später einsetzt als in den umgebenden Profilen. Ursache dieses Phänomens dürfte ein Flußdelta sein, das sich im Gebiet um Velilla de Valdoré vorbaute, während in seiner Umgebung gleichzeitig bereits Dolomite sedimentierten (s. Kap. 3.2.2.5, Abb. 12).

8.2 Paläogeographie und Palökologie vom oberen Gedinne bis zum oberen Ems

Aus der Kombination der drei Traversen mit den in Abschnitt 3 vorgestellten Verbreitungs- und Mächtigkeitskarten ergibt sich die Möglichkeit, die sich laufend verändernde paläogeographische Situation und ihre Ausnutzung durch die Faunen zu rekonstruieren.

8.2.1 Oberes Gedinne

Im oberen Gedinne herrschte im Leonesischen Raum folgende paläogeographische Situation (Abb. 34): Mit dem Ausklingen der San Pedro-Formation tiefte sich eine durchschnittlich 9 km breite Senke ein, die im Bereich des heutigen Esla-Tales ihr östliches Ende hatte. Sie zog sich zunächst nach W und bildete zwischen den Flüssen Luna und Bernesga eine Ausbuchtung nach S. Von dort bog sie nach WNW um und folgte damit dem Verlauf des Kantabrischen Bogens (vgl. Abb. 7). Durch den Einbruch dieser Senke entstanden im N und S relative Hochgebiete, die zunächst noch marin blieben. Dies zeigen Fischreste, Trilobitenfährten und Gastropoden am Top der San Pedro-Formation an. Von den Hochgebieten abgetragene Sande kamen in der Senke wieder zur Ablagerung, in der eine pelitische Sedimentation vorherrschte. Offenbar lebensfeindliche Bedingungen in der Senke hemmten die Entfaltung von Faunen. Größere Verbreitung erfuhren nur wühlende Organismen. Die einzigen Körperfossilien sind Brachiopoden, die jedoch nur vereinzelt Fuß fassen konnten.

Während das Areal südlich der Senke weiterhin marin blieb, traten nördlich der Senke bald regional festländische Verhältnisse ein. VAN DEN BOSCH (1969) beschreibt Bodenbildungen im Übergangsbereich von der San Pedro- zur La Vid-Formation. Bei eigenen Beobachtungen wurden im gleichen Niveau kohlige Schiefer und Pflanzenreste in den Sandsteinbänken registriert. Derartige Funde beschränken sich auf das Gebiet nördlich der Senke.

Aus diesem nun im N aufgetauchten "San Pedro-Land" wurden fluviatil Sande und Silte angeliefert, die sich in Form von drei Deltas weit nach S in die vorgegebene Senke hinein vorbauten. Die Senke selbst blieb marin.

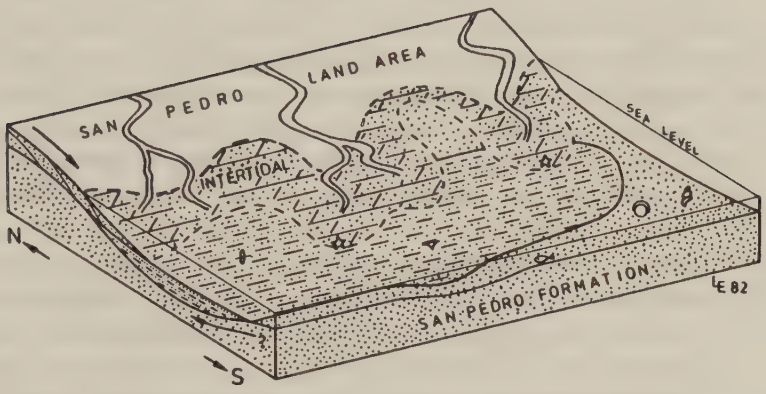


Abb. 34: Paläogeographie des Leonesischen Sedimentationsraumes zur Zeit des Einsetzens der La Vid-Formation im oberen Gedinne. Nicht maßstäblich. Legende siehe Traversen (Abb. 31, 32, 33).

Der Vorbau dieser Deltas ging offenbar mit einer Klimaänderung einher, die zu höheren Wassertemperaturen und allmählich wohl auch zu ariden Verhältnissen führte. Hier setzte wahrscheinlich das für das Devon Mittel- und Westeuropas charakteristische, tropische bis subtropische Klima ein (GOLDRING & LANGENSTRASSEN, 1980). Dadurch konnten sich am Fuß der Delta-Kegel einerseits erste karbonatbildende Faunen (Crinoiden) etablieren; andererseits trat in den Delta-Sedimenten dolomitisches Bindemittel als Vorbote einer Phase karbonatischer Sedimentation auf.

Die Ereignisse am Übergang von der siliziklastischen San Pedro-Formation zur überwiegend karbonatischen La Vid-Formation resultieren aus einer Überlagerung tektonischer und klimatischer Vorgänge. Die Bildung der beschriebenen Senke dürfte im Zusammenhang mit Vertikalbewegungen des Sedimentationsraumes zu sehen sein, die im S für erhöhte Subsidenz sorgte und im N das "San Pedro-Land" heraushob. Mit dem Eintiefen der Senke deutet sich erstmals jene Zone verstärkter Vertikalbewegungen an, die zu Beginn von

Kap. 8 als "Leonesische Mobilzone" eingeführt wurde.

Diese Vertikalbewegungen scheinen größere Bereiche der bisherigen Abtragungs- und Ablagerungsräume erfaßt zu haben, darunter wohl auch das Liefergebiet der San Pedro-Sande. Denn deren kontinuierliche Anlieferung reduzierte sich im oberen Gedinne auf gelegentliche Schüttungen.

Die klimatischen Veränderungen haben vor allem Auswirkungen auf die siedelnden Faunen gezeitigt. Crinoiden und Brachiopoden erfuhren als karbonatbildende Formen gleichzeitig mit dem ersten Auftreten karbonatischen Bindemittels in den Delta-Sanden eine spürbare Verbreitung (vgl. Abb. 8).

Zur Bathymetrie sei bemerkt, daß sich die Wassertiefen im Bereich um wenige m bis zehner m bewegt haben müssen: Am Top der San Pedro-Formation und in den Sandsteinbänken der Senke sind Oszillationsrippeln mit Kamm-Abständen zwischen 5 und 2o cm sehr häufig. Solche Rippeln entstehen rezent allgemein durch Wellenbewegung im Littoral.

8.2.2 Tieferes Siegen

An der Wende Gedinne/Siegen traten im gesamten Leonesischen Raum extrem flachmarine Verhältnisse ein. Das tiefere Siegen wird ausschließlich durch Sedimente des Inter- und Supratidals vertreten.

Vor den Deltas (s. Kap. 8.2.1, Abb. 34) breitete sich ein Plateau aus Algenlaminiten und anhydritreichen Dolomiten aus, die später auch die Delta-Sedimente im N überdeckten. Damit war die sandig-karbonatische Übergangsfazies ausgedehnten Sebkha- und Algenmatten-Arealen gewichen.

Das Sebkha-Milieu und die Algenmatten wurden wiederholt von Sandstürmen heimgesucht. Immer wieder finden sich in den Sedimenten dünne Lagen äolischer Sande, die diese Ereignisse anzeigen (s. Kap. 5). Die Sande stammen vermutlich von küstennahen Sanddünen, die sich aus aufgearbeiteten San Pedro-Sanden gebildet hatten. Im übrigen zeigen nicht nur die äolischen Sande, sondern auch einige fluviatil angelieferte Sandkörper im Intertidal an, daß sich das "San Pedro-Land" immer noch in nächster Nähe befunden haben muß (vgl. Kap. 3.2.2.3).

Die Tatsache, daß sich im Siegen nun eine Sebkha-Fazies entwickeln konnte, legt den Schluß nahe, daß die in der Übergangs-Einheit zum Ausdruck gekommene Tendenz zu ariden Verhältnissen ihre Fortsetzung in einem Wüstenklima zuzeiten der Dolomit-Einheit gefunden hat.

8.2.3 Höheres Siegen

Im höheren Siegen gerieten zunächst die südlichen Teile des Sedimentationsraumes in etwas größere Wassertiefen. Es setzte eine transgressive Phase ein, die im weiteren Verlauf des höheren Siegens auch den nördlichen Teil erfaßte. Dort konnte sich die inter- bis supratidale Fazies noch behaupten, während im S wahrscheinlich bereits erste bioklastische Kalke sedimentiert wurden. Dies muß angenommen werden, da sich lokal die Dolomit-Einheit mit bioklastischen Kalken verzahnt (S. 111, Abb. 31, Profil 2o).

Abb. 35 zeigt die Situation im höheren Siegen: Die Algenlaminite des hohen Intertidals und die supratidalen Dolomite erreichten ihre größte Mächtigkeit im Bereich der im oberen Gedinne angelegten Mobilzone; ein Indiz, daß diese Zone auch im Siegen noch stärker absank als ihre Umgebung.

Die Auftauchsedimente bauten sich - z.T. aus fluviatilen Aufschüttungen von NW - in Form einer Halbinsel innerhalb der Leonesischen Mobilzone auf (s. Kap. 3.2.2.4). Hier entwickelte sich eine terrestrische Flora (Abb. 35). Dies deutet eine erneute klimatische Veränderung an: Dem Wüstenklima des tieferen Siegen scheinen im höheren Siegen semiaride Verhältnisse gefolgt zu sein.

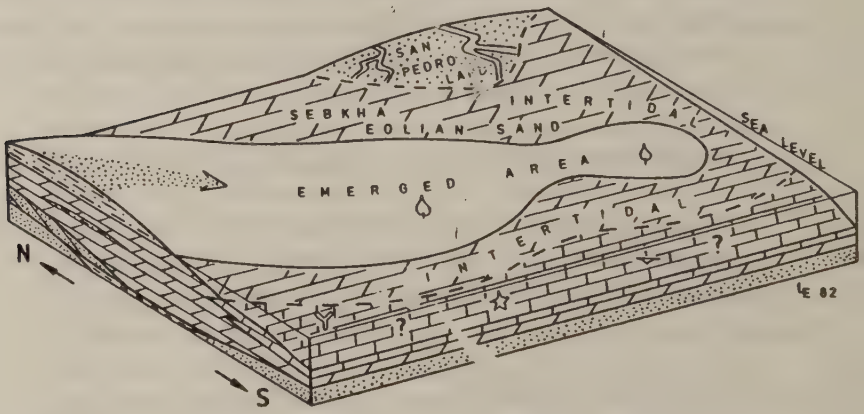


Abb. 35: Paläogeographie des Leonesischen Sedimentationsraumes im höheren Siegen. Nicht maßstäblich. Legende siehe Traversen (Abb. 31, 32, 33).

Nördlich der Leonesischen Mobilzone und im E Leóns erreichten die inter- und supratidalen Dolomite geringere Mächtigkeiten als im übrigen Gebiet (vgl. Abb. 9). Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß dort das "San Pedro-Land" mit seinen südlichen Ausläufern heranreichte. Deshalb setzte dort die Sedimentation der Dolomite mit entsprechender zeitlicher Verzögerung ein.

Noch im höheren Siegen scheint es südlich der Leonesischen Mobilzone zur Sedimentation der ersten Kalke gekommen zu sein. Noch während sich die Verlandungszone und die inter- bzw. supratidalen Bereiche fortentwickelten, lagerten sich am Südrand der intertidalen Zone biogene Kalke ab (s. Abb.

35), die überwiegend aus dem Detritus von Crinoiden und Brachiopoden bestehen. Offensichtlich gelangten die Crinoiden von mehreren "Keimzonen" zur Ausbreitung, denn in den basalen Kalkbänken tritt ihr Schutt nur lokal in größeren Mengen auf. Erst später verbreiteten sie sich am gesamten Südrand der Dolomit-Plattform.

Neben der Verzahnung der biogenen Kalke mit den intertidalen Dolomiten (S. 121) deutet auch folgendes auf ein Einsetzen der Kalke noch im höheren Siegen hin: Südlich der Leonesischen Mobilzone werden unteremsische Korallen erst in den höheren Partien der Unteren Kalk-Einheit angetroffen. Innerhalb der Leonesischen Mobilzone treten unteremsische Korallen schon in den basalen Bänken der bioklastischen Kalke auf (vgl. Kap. 3.2.3.1, Abb. 13).

8.2.4 Unteres Ems

Im unteren Ems war die Transgression so weit fortgeschritten, daß das im N gelegene "San Pedro-Land" seinen Einfluß auf den Leonesischen Sedimentationsraum endgültig verlor. Flachmarine, biogene Kalke breiteten sich nach N aus und überdeckten die landnahe, inter- und supratidale Fazies sowie die Auftauchzone bis auf Reste.

Nun setzten auch die Vertikalbewegungen ein, die im Bereich des "Rückens" (Kap. 3.2.3.2) zu einer Schichtlücke führten (Kap. 3.2.3.4, S. 57): In Villasimpliz kam es unter Aufarbeitung der Auftauchsedimente zur Ablagerung weniger Kalkbänke, die unteremsische Korallen enthalten. Danach müssen die westlichen Teile Leóns festländisch geworden sein, was in Torre de Babia offenbar die Erosion von Teilen der Dolomit-Einheit auslöste. Dies hielt im W etwa bis zur Wende Unter-/Ober-Ems an, da dort die ältesten Korallen der Unteren Kalk-Einheit dieses Alter anzeigen.

Die paläogeographische Situation im unteren Ems zeigt Abb. 36. An der meerwärtigen Seite der Verlandungszone sorgte reichlich anfallender Fossilschutt für eine zügige Ausdehnung der Kalke, so daß diese nun den östlichen Teil der Verlandungszone überschütten konnten. Im N und NE der noch verbliebenen Verlandungszone entstand eine lagunäre Fazies, die durch eine Wechsellagerung dünner, feinkörniger Kalkbänke und mergeliger Lagen repräsentiert ist. Die fortgesetzte Produktion detritischer Kalke führte schließlich zu einer weitgehenden, vielleicht sogar vollständigen Überdeckung der Verlandungszone durch Kalke.

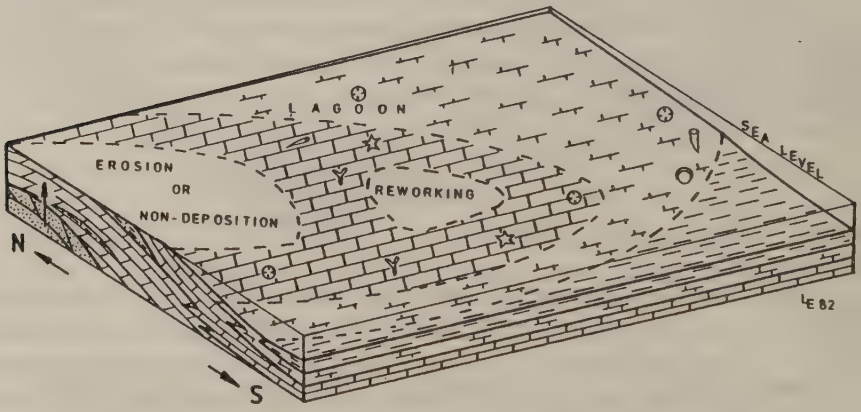


Abb. 36: Paläogeographie des Leonesischen Sedimentationsraumes im unteren Ems. Nicht maßstäblich. Legende siehe Traversen (Abb. 31, 32, 33).

In der Umgebung der ehemaligen Verlandungszone herrschten offenbar hochenergetische Verhältnisse. Die grobklastische Ausbildung der Ablagerungen deutet darauf hin, daß hier eine biostromale Zone angeordnet war, die oft starker Wellenbewegung standzuhalten hatte. Bei Stürmen war die erosive Wirkung der Wellen so stark, daß entsprechend große Mengen "Riffschutt" erodiert werden konnten.

Die unteremsischen Vertikalbewegungen (vgl. S. 123) sorgten dann für die Bildung des "Rückens" (S. 57). Das Feld "Erosion or Non-Deposition" in Abb. 36 deutet den westlichen, am stärksten herausgehobenen Teil des "Rückens" um Torre de Babia an. Die kleinere, mit "Reworking" bezeichnete Fläche stellt die Situation um Villasimpliz dar.

Die Ausdehnung der biogenen Kalke im unteren Ems dokumentiert die intensive Besiedelung durch eine formenreiche Fauna. Die größte Diversität entwickelte sich an der Südflanke der Rückenstruktur. Eindrucksvolle Beispiele dafür liefern die Profile 2o (Sagüera), 1o (La Vid), 5 (Aviados) und 11 (Llama de Colle), die den Südrand dieser Zone von W nach E markieren. Hier wuchsen vor allem Brachiopoden auf, während Crinoiden wohl etwas weiter südlich im tieferen Wasser ihre Aufwuchsstätten hatten. Denn am oberen Hang der nach S auskeilenden Kalke findet man nur gerundete Crinoidenstielglieder, die wohl durch Strömungen den flachen Hang nordwärts hinauftransportiert worden sind. Komplette Stiele, wie sie am unteren Hang gefunden werden, fehlen hier.

An der südlichen, dem Meer zugewandten Seite des "Rückens" wuchsen lokal (Profil 27, Abelgas und 6, Montuerto) rugose Korallen auf (Abb. 36). Sie werden in beiden Profilen in wenigen Exemplaren, aber in Lebensstellung beobachtet. Diese Biotopauswahl mag als Zufall gewertet werden, deutet aber darauf hin, daß an diesen exponierten Stellen sehr günstige Lebensbedingungen - z.B. durch den ungehinderten Zutritt nährstoffreichen Wassers - geherrscht haben.

8.2.5 Spätes Unter-Ems

Mit dem Fortschreiten der Transgression breiteten sich im späten Unter-Ems Kalk-Mergel-Wechselfolgen auf der bioklastischen Fazies aus, so daß auch der bisher sedimentfrei gebliebene bzw. erodierte "Rücken" bis auf das Gebiet um Torre de Babia überdeckt wurde. Die bisherige Verfrachtung submarin erodierten Crinoidehschuttes unterblieb. Offenbar war nun eine Wassertiefe erreicht, die den Meeresboden einer Erosion durch Wellenbewegung auch bei einem - durch Sturmereignisse bedingten (?) - Absinken der Wellenbasis entzog.

Im lagunären Bereich nördlich des "Rückens" hielt die Sedimentation mit der Transgression Schritt. Im Schutz der vorgelagerten Barriere konnten hier Crinoidenrasen und große Mengen Brachiopoden aufwachsen. Vereinzelt nutzten auch tabulate Korallen diesen Biotop aus. Rugose Korallen werden ebenfalls dort beobachtet. Es handelt sich in der Hauptsache um *Barrandeophyllum cantabricum*. Ihre gute Erhaltung - zum Teil sind sogar die Spitzen unbeschädigt - deutet darauf hin, daß sie in ganz geringer Entfernung aufgewachsen sind und nur wenig umgelagert wurden (vgl. Kap. 3.2.3.2).
Am Südhang der Karbonatplattform war die Besiedelung der mergeligen Fazies wesentlich reicher. Im Gelände werden hierin Fossilien verschiedener Tiergruppen in Lebensstellung angetroffen. Dazu gehören Crinoiden, Brachiopoden, Bryozoen und tabulate Korallen. Der Aufwuchs der Tabulata ist - wie das Wachstum der Bryozoen - an mergelige Bänke gebunden.

Offenbar war die Sedimentationsrate zeitweilig gering genug, um wühlenden Organismen Gelegenheit zur Entfaltung zu geben. Neben vertikaler Bioturbation wurde mehrfach

Zoophycos beobachtet. Dieses Spurenfossil ist ein im Unterdevon häufiger Anzeiger für den flachen, dem offenen Meer zugewandten Schelf. Es wurde in dieser Fazies auch im Siegen und Ems des Rheinischen Schiefergebirges, Devonshire's, Nordafrikas (Hoggar) und Südamerikas (Amazonas) angetroffen (GOLDRING & LANGENSTRASSEN, 1980).

Wie aus Abb. 36 ersichtlich, gingen die Karbonate nicht nur nach S, sondern auch nach E in eine schiefrige Fazies über (vgl. Abb. 33). Daß außerhalb des untersuchten Raumes weiter im E ein offen mariner Lebensraum gelegen haben muß, wird durch die Einwanderung von Cephalopoden (Orthoceraten) in den Bereich des heutigen Esla-Tales angedeutet. KULLMANN (1965) beschreibt aus dem Arruz-Gebiet in Palencia eine gleichaltrige Goniatitenfauna der *Mimosphinctes cantabricus* -Zone, die zusammen mit Orthoceraten (s.o.) und der gleichen Korallenfauna wie der aus dem Gebiet des Esla-Tales geborgen wurde. Dieser faunistische Zusammenhang zwischen dem Palentiner Faziesraum und dem E Leóns wiederholt sich im oberen Ems (vgl. Kap. 8.2.6 und 8.2.7).

8.2.6 Unteres Ober-Ems

Im tiefen Ober-Ems kam die Ablagerung weiterer Kalke vorerst zum Stillstand. Schiefrige Abfolgen überdeckten nach und nach die Kalke von S nach N, wobei auch die ehemalige lagunäre Fazies zum Sedimentationsgebiet von Schiefern wurde (Abb. 37). Auch Torre de Babia im W geriet nun unter die Bedeckung dieser Sedimente. Der Fossilgrus an der Basis der Tonschiefer in Torre de Babia ist als "Transgressionskonglomerat" zu Beginn der Tonschiefer-Sedimentation zu verstehen (vgl. Abb. auf S. 57). Dennoch unterblieb die

Kalksedimentation auch während dieser Zeit nicht ganz. Wiederholt wurde der N des Sedimentationsraumes von distalen Fossilschuttfahnen der nach N zurückgewichenen Kalkplattform erreicht (vgl. Abb. 31, 33 und 37).

Dies alles fand sicherlich nicht in Tiefen von wesentlich mehr als 2oo m statt. Sehr wahrscheinlich wurde der tiefere Schelf auch innerhalb der Unteren Schiefer-Einheit nicht verlassen, zumal ja im S bald die ersten Vorboten der Mittleren Kalk-Einheit zur Ausbildung kamen (vgl. Abb. 31).

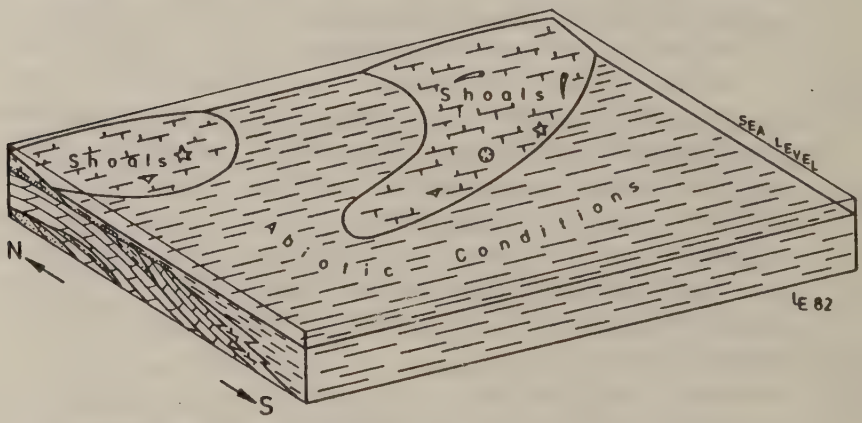


Abb. 37: Paläogeographie des Leonesischen Sedimentationsraumes im unteren Ober-Ems. Nicht maßstäblich. Legende siehe Traversen (Abb. 31, 32, 33).

Die Mittlere Kalk-Einheit verdankt ihre Entstehung wahrscheinlich einer Reaktivierung diskontinuierlicher Subsidenz innerhalb der Leonesischen Mobilzone. Einige Anzeichen sprechen dafür, daß ein "block movement" im Sinne von KRANS (1982) den Südrand einer Kippscholle so weit angehoben hat, daß dieser in eine Wassertiefe gelangte, die ein biostromales Faunenwachstum erlaubte (vgl. Kap. 3.2.5 und Abb. 18).

Das biostromale Wachstum der Faunen ging von mehreren "Keimzellen" aus. Zwei dieser Keimzellen werden in Llama de Colle (Profil 11) und Sagüera (Profil 2o) angetroffen. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß sich an diesen beiden Orten unterschiedliche Faunen entwickelten. In Llama de Colle bauten rugose Korallen (*Synaptophyllum multiseptatum*) ausgedehnte, rasenartige Biostromkomplexe auf, die auch von Brachiopoden und tabulaten Korallen als Lebensraum genutzt wurden (vgl. SOTO, 1982). Erst später kamen Crinoiden und Bryozoen als biostrombildende Formen hinzu.

In Sagüera hingegen setzte zunächst biostromales Bryozoenwachstum ein, gefolgt von einer Besiedelung durch Crinoiden und Brachiopoden. Tabulate Korallen fehlen in Sagüera; rugose Korallen sind selten.

Die weitere Ausdehnung der Biostrome folgte dem Verlauf der Leonesischen Mobilzone. Offensichtlich pausten sich nun aber zusätzliche, NNW-SSE gerichtete tektonische Elemente durch, denn Sagüera und Llama de Colle wurden zu Ausgangspunkten von biostromalen Apophysen, die nach NNW abzweigten (Abb. 18). Möglicherweise zeichnen diese beiden Elemente weitere Bruchkanten des Schollenmosaiks nach, an dessen Südrand das biostromale Wachstum seinen Ursprung genommen hatte (vgl. Kap. 3.2.5).

Das Faunenwachstum auf diesen drei "Riffrücken" entwikkelte sich zu großer Diversität. Überall bildeten sich Aufwuchsstätten von Crinoiden, Bryozoen, Brachiopoden, tabulaten und rugosen Korallen. Rugosa konnten im Gelände jedoch nur selten in Wuchsposition beobachtet werden. Es muß aber davon ausgegangen werden, daß weitere Biostrome rugoser Korallen existiert haben. Denn als Schutt werden rugose Korallen in fast allen Profilen des E-W streichenden "Riffgürtels" in verschiedenen Arten angetroffen (vgl. Abb. 18).

Die Verbreitung von Trilobiten und vor allem Cephalopoden beschränkte sich auch im unteren Ober-Ems auf den Raum des heutigen Esla-Tales (vgl. Kap. 3.2.5 und Abb. 18). Dies ist ein erneuter Hinweis darauf, daß auch zu dieser Zeit ein offener Meeresraum weiter im E gelegen haben muß. In Palencia traten nämlich zeitgleich Goniatiten zusammen mit gleichen Korallenformen (z.B. *Neaxon regularis*) wie im Esla-Tal auf (vgl. KULLMANN, 1965). Das war im Unter-Ems schon einmal der Fall (vgl. Kap. 8.2.5).

Etwa ab dem mittleren Ober-Ems konnte das biostromale Faunenwachstum mit der Subsidenz nicht mehr Schritt halten. Das Relief der "Riffzone" wurde von S her durch Schiefer überdeckt und ausgeglichen. Die Schiefer bestimmten nun für längere Zeit die Sedimentation. Sicher ist aber auch während dieser Zeit der tiefere Schelf nicht verlassen worden, da die nördlichen Teile des Sedimentationsraumes während der Ablagerung der Oberen Schiefer immer wieder von distalen karbonatischen Schuttfahnen der nach N zurückgewichenen Karbonatplattform erreicht wurden. Dies war besonders im NW der Fall (Abb. 31).

8.2.7 Höheres Ober-Ems

Im NW, wo bisher die karbonatische Sedimentation nie ganz ausgeblieben war, kam es im höheren Ober-Ems auch erstmals wieder zu einer intensiveren Ablagerung von Kalken. Diese dehnten sich aber bald auch auf den gesamten Bereich innerhalb der Leonesischen Mobilzone aus. Abb. 38 zeigt die paläogeographische Situation im höheren Ober-Ems.

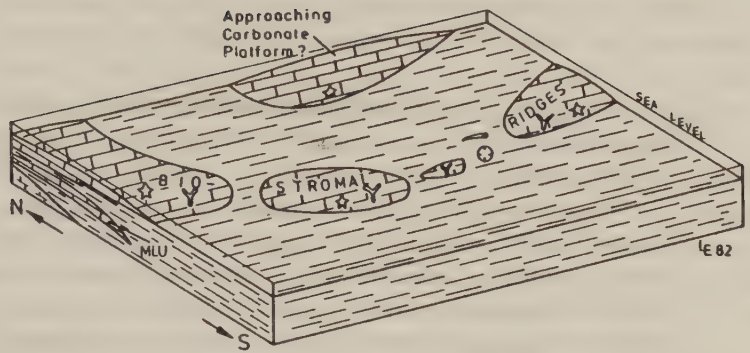


Abb. 38: Paläogeographie des Leonesischen Sedimentationsraumes im höheren Ober-Ems. Nicht maßstäblich. MLU = Mittlere Kalk-Einheit. Legende siehe Traversen (Abb. 31, 32, 33).

Zunächst bildeten sich - ähnlich wie schon in der Mittleren Kalk-Einheit - isolierte Areale mit biostromalem Faunenwachstum, die sich mit fortschreitendem Aufbau zusammenschlossen und nur im E zwischen den Flüssen Curueño und Esla einen breiten Durchlaß nach N offen ließen. An der Bildung dieses "Riffgürtels" waren im wesentlichen Bryozoen und Crinoiden beteiligt.

Der derartig entstandene "Riffgürtel" trennte das im S gelegene offene Meer von einer lagunären Region im N. Es scheint, daß innerhalb der Lagune nur geringe Wassermassen ausgetauscht wurden, denn dort wurden vorerst weiter Tonschiefer sedimentiert, die keinen Lebensraum für karbonatbildende Faunen boten.

Der "Riffgürtel" war offenbar der erste Vorbote einer nun einsetzenden Regression. Crinoidenkolonien gewannen die Oberhand über das biostromale Bryozoenwachstum und produzierten reichlich Schutt, der nach N und S ein Kalkplateau aufbaute. Auch von N wurde mit zunehmender Intensität

Crinoidenschutt angeliefert. Er kündigte das Herannahen einer Kalkplattform aus dem N an (Abb. 38), die zum Ende der La Vid-Zeit auch den S erreichte (Abb. 31, 32, 33).

Am Südrand des Crinoidenkalk-Plateaus war die Anlieferung von Crinoidenschutt weniger intensiv. Hier konnten sich tabulate und rugose Korallen ansiedeln. Während rugose Korallen wiederum nur als Schutt vorliegen, konnten tabulate Korallen des öfteren in Lebensstellung beobachtet werden. Letztere bevorzugten offenbar ein weiches Substrat, denn sie werden auf Mergel- und Tonschiefer-Bänken gefunden. Brachiopoden lebten ebenfalls nur in den südlichen Teilen des Sedimentationsraumes, da auch sie wegen der intensiven Crinoidendetritus-Schüttungen auf dem Kalkplateau keine geeigneten Lebensbedingungen vorfanden.

Das Crinoidenkalk-Platea[illegible]ildete die Basis für die hangende Santa Lucía-Formation u[illegible]d die Caldas-Formation, die die Santa Lucía-Formation im NW [illegible]eilweise vertritt (SMITS, 1965). In der Santa Lucía-Formation treten die ersten Korallenriffe des Devons auf (DE COO, 1974). Es handelt sich um Korallenformen des flachen Wassers. Dies deutet - zusammen mit Auftauchphasen während der Santa Lucía-Zeit - darauf hin, daß sich die Regression auch im obersten Ems noch fortgesetzt hat. Im Eifel führte dies sogar zu einer partiellen Denudation und Verkarstung der Santa Lucía-Formation (BUGGISCH, MEIBURG & SCHUMANN, 1982).

Ein weiteres Indiz für eine Fortsetzung der Regression im oberen Ems ist das "Argillaceous Limestone Member" der Caldas-Formation, dessen Alter von SMITS (1965) mit Ober-Ems angegeben wird: Es führt bis zu 2o % terrigenes Material. Das Festland rückte offenbar wieder näher an den untersuchten Raum heran (Abb. 38).

Zusammenfassend lassen sich also zwei transgressive und

drei regressive Phasen während der Sedimentation der La Vid-Formation verfolgen (vgl. Kap. 3.2.8): Einer Regression im oberen Gedinne und Siegen folgte eine Transgression, die ihren Höhepunkt im tiefsten Ober-Ems erreichte. Eine kurze Regression im unteren Ober-Ems, die die Entstehung der Mittleren Kalk-Einheit zur Folge hatte, wurde durch eine neue Transgression abgelöst, die in den Oberen Schiefern dokumentiert ist. Im höheren Ober-Ems löste eine erneute Regression die Entfaltung von Flachwasserfaunen aus, die im Wachstum der ersten devonischen Korallenriffe (Santa Lucía-Formation) gipfelte (vgl. Abb. 24).

9 Die Beziehungen der La Vid-Formation zu zeitgleichen Entwicklungen in den angrenzenden Gebieten

An der Wende Silur-Devon war die Kantabrische Zone i.S. von LOTZE (1963) lithologisch und faziell weitgehend einheitlich ausgebildet. Es kamen die flachmarinen, überwiegend sandigen Sedimente der Furada-Formation (Asturien), San Pedro-Formation (León) und Carazo-Formation (Palencia) zur Ablagerung (vgl. Abb. 4). Der Übergang zu karbonatischer Sedimentation im oberen Gedinne zeigt ebenfalls übereinstimmende Elemente in allen drei Gebieten: Die siliziklastische Sedimentation klingt aus mit sandig-schiefrigen Wechsellagerungen, die in dolomitische Lagen überleiten.

9.1 Die Beziehungen zwischen León und Palencia

Betrachten wir zunächst das Unterdevon in León und Palencia. Wies die La Vid-Formation an der Wende Gedinne/Siegen bereits sehr flachmarin gebildete dolomitische Sedimente auf, so kamen zur gleichen Zeit in Palencia - in den liegenden Partien der Lebanza-Formation dokumentiert - bioklastische Kalke und Tonschiefer zur Ablagerung, die von KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN (1982) als "basinal" charakterisiert werden.

Im Siegen, als sich in León über große Flächen ein Sebkha-Milieu durchsetzte, kam es in Palencia ebenfalls zu einer Regression: Schräggeschichtete und laminierte bioklastische Kalke wurden überlagert von Plattformkalken mit Bryozoen und Korallen, bis schließlich Stromatoporen das

Erreichen sehr geringer Wassertiefen ausnutzten. Die regressive Phase gipfelte in der Ausbildung inter- bis supratidaler Abfolgen wie laminierter Dolomite und "lime-mudstones with birdseyes, hardgrounds and pellets" (KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN, 1982). Diese Periode fiel zeitlich mit der Entstehung der Auftauchzone in León zusammen.

An der Wende Siegen/Ems zeigte die Leonesische Fazies erste transgressive Züge. Es kam zur Ausbildung bioklastischer Kalke bis weit in das untere Ems hinein. Im späteren Unter-Ems jedoch wurden diese durch mergelige und endlich schiefrige Ablagerungen des unteren Schelfbereiches abgelöst.

Zur gleichen Zeit spielten sich in Palencia ausgeprägtere transgressive Vorgänge ab. Noch im obersten Siegen lagerten sich bioklastische Brachiopodenkalke mit siltigen Komponenten ab, die bald in schiefrige Beckensedimente übergingen. Es kam in der Folge zur Ablagerung der unteren Schiefer der Abadía-Formation, aus denen VAN VEEN (1965) Trilobitenfunde erwähnt. Das ist insofern bemerkenswert, als zeitgleich in den Unteren Schiefern der La Vid-Formation im E Leóns Trilobiten auftraten.

Im hohen Unter-Ems wurde die schiefrige Sedimentation der Abadía-Formation in Palencia durch das kalkige Requejada-Member (VAN VEEN, 1965) unterbrochen. Zur gleichen Zeit kam es auch im SE Leóns zu einer vorübergehenden Dominanz von Kalken über die vorher hauptsächlich schiefrigen Sedimente (vgl. Abb. 33, Esla-Traverse). Dort kehrte die bioklastische Fazies der Unteren Kalk-Einheit noch einmal zurück, nachdem sie lange Zeit durch mergelige bis tonige Sedimente vertreten worden war.

Auch faunistisch bestand offenbar ein Zusammenhang zwischen dem SE des untersuchten Raumes und Palencia. In bei-

den Gebieten siedelten gleiche Korallenarten. Außerdem traten Cephalopoden in beiden Räumen gleichzeitig auf (vgl. Kap. 8.2.5).

Etwa an der Wende vom unteren zum oberen Ems breiteten sich in León und Palencia wieder Schiefer aus. In León wurden sie allerdings noch im unteren Ober-Ems von einem kurzen Aufblühen biostromaler Faunen (Mittlere Kalk-Einheit) unterbrochen, während in Palencia die schiefrige Fazies fortdauerte. VAN VEEN (1965) berichtet zwar von wenigen dünnen Kalkbänken in den oberen Schiefern der Abadía-Formation; eine zeitliche Übereinstimmung mit der Mittleren Kalk-Einheit der La Vid-Formation kann daraus jedoch nur unsicher abgeleitet werden, da Leitfossilien in den Kalkbänken der Abadía-Formation fehlen.

Im höheren Ober-Ems konnte sich im Rahmen einer neuen Regression in León wieder eine Karbonatplattform konsolidieren. Dies war zwar in Palencia ähnlich, nur setzte dort die gleiche Entwicklung weniger prägnant ein: Das Polentinos-Member (VAN VEEN, 1965) am Top der Abadía-Formation besteht vorwiegend aus dunklen, knolligen, nicht sehr fossilreichen Kalken einer etwas tieferen Fazies. Im E Palencias verschwindet das Polentinos-Member sogar ganz.

Dennoch standen beide Faziesräume offenbar miteinander in Verbindung. Die meisten aus dem Polentinos-Member bekannten Korallenarten traten nämlich zeitgleich auch im Leonesischen Raum auf. Lediglich die Goniatitenfaunen des Polentinos-Members gelangten nicht nach León, weil die dortigen faziellen Verhältnisse vermutlich eine Verbreitung von Cephalopoden nicht zuließen (vgl. Kap. 3.2.7).

9.2 Die Beziehungen zwischen León und Asturien

Bei einem Vergleich zwischen der La Vid-Formation und ihrem Äquivalent in Asturien, der Rañeces-Formation (COMTE, 1959) zeichnen sich ebenfalls zahlreiche Gemeinsamkeiten ab. Die Rañeces-Formation ist, wie bereits erwähnt, die Zusammenfassung der Nieva-, Ferroñes- und Arnao-Schichten von BARROIS (1882). Der besseren Übersicht halber wird im folgenden die BARROIS'sche Gliederung benutzt.

Gemeinsam ist beider Faziesräumen ein wesentliches tektonisches Merkmal: Die Leonesische Mobilzone, die die Paläogeographie der La Vid-Zeit immer wieder beeinflußt hat, läßt sich entlang des Kantabrischen Bogens auch durch ganz Asturien bis zur Atlantikküste verfolgen (vgl. LLOPIS-LLADO, 1967). Dies ist einer der wichtigsten Hinweise auf die Kontinuität beider Sedimentationsräume.

Nachdem sich in Asturien der Übergang von siliziklastischer zu karbonatischer Sedimentation in bekannter Weise vollzogen hatte, kam es dann - ähnlich wie in León - im tiefsten Siegen zur Bildung einer Abfolge von Dolomiten, Mergeln und auch Kalken. Es handelt sich um die Unteren Nieva-Schichten, die RADIG (1962) als Ablagerungen eines "gut durchlüfteten, flachmeerischen Biotops" bezeichnet. Die gefundenen Faunen - Korallen, Gastropoden, Brachiopoden, Tentaculiten und Cephalopoden - scheinen dies zu bestätigen.

Die Oberen Nieva-Schichten gehören dem Siegen an (ARBIZU, 1972) und entsprechen somit zeitlich den inter- und supratidalen Dolomiten der Leonesischen Fazies. Die Oberen Nieva-Schichten bestehen zum größten Teil aus hellgrauen, plattigen Kalken mit wiederkehrenden "mudcrack-" und "birdseyes"-Horizonten. ARBIZU (1972) ordnet diese Abfolge

dem "Intertidal und Sublittoral" zu. Damit bestehen gewisse fazielle Beziehungen zwischen León und Asturien.

Die Ferroñes-Formation, die das untere Ems in Asturien vertritt und somit zeitlich parallel zu den Unteren Kalken der La Vid-Formation zur Ablagerung kam, beginnt mit dem "Ferroñes-Dolomit" (RADIG, 1958), der sich durch eine reiche Korallenfauna auszeichnet. Die hier häufige Form *Pleurodictyum problematicum* wurde im Rahmen der eigenen Untersuchungen auch in NW-Leon (Profil 26, Lumajo) gefunden. Sie tritt dort gehäuft in den Unteren Kalken und Unteren Schiefern der La Vid-Formation auf. Das Einsetzen von Korallenfaunen fällt in León und Asturien übereinstimmend in das tiefe Unter-Ems.

Der überwiegende Teil der Ferroñes-Formation besteht aus einer Wechsellagerung außerordentlich fossilreicher Kalke und Mergel mit fossilarmen Schiefern. Einen ähnlichen Aufbau - bei reduzierten Bankmächtigkeiten - haben auch die Unteren Kalke in den nördlichen und nordwestlichen Teilen Leóns. Fossilführung und -reichtum ähneln dort der Asturischen Fazies sehr stark. Diese Sedimente deuten eine Transgression aus NW in Richtung León an, wo ja zunächst flachmarine, bioklastische Kalke, dann aber zunehmend mergelige und tonige Ablagerungen sedimentierten.

Im unteren Ober-Ems wurden zunächst die basalen Crinoidenkalke der Arnao-Schichten geschüttet, die sich zeitlich möglicherweise mit der Mittleren Kalk-Einheit der La Vid-Formation korrelieren lassen. Im Hangenden der Arnao-Crinoidenkalke wurde dann aber eine Wechselfolge aus grauen Kalken und Mergeln sedimentiert, die transgressive Züge trägt. Es kam vorübergehend zur Ablagerung grauer Tonschiefer.

Die Regression, die im höheren Ober-Ems in León und Palencia eintrat, zeigte auch in Asturien entsprechende Auswirkungen. Zum Ende der Arnao-Zeit setzten sich Bryozoen- und Crinoidenbiostrome durch, die bald von intensiven Crinoidendetritus-Schüttungen erstickt wurden. Ihnen folgte im obersten Ems die ostrakoden- und korallenführende Flachwasserkalk-Fazies der Moniello-Formation (BECKER & SANCHEZ DE POSADA, 1977), der in León die Santa Lucía-Formation entspricht. Damit bestehen im höheren Ober-Ems zwischen León und Asturien einleuchtende paläogeographische Beziehungen und fazielle Übergänge.

9.3 Überblick über den Raum Asturien-León-Palencia

Aus den geschilderten Abläufen in den drei Sedimentationsräumen Asturien, Leon und Palencia (s.o.) folgt, daß der Zyklus Regression-Transgression-Regression in Asturien am schwächsten, in Palencia dagegen am stärksten ausgeprägt war. In Asturien ergaben sich die geringsten faziellen Unterschiede, in Palencia waren sie am größten. Über die Ursachen dieses Ost-West-"Gefälles" können nur Vermutungen angestellt werden. Einen wesentlichen Anteil an diesem Phänomen könnten "block movements" haben, wie sie KRANS (1982) für León und Palencia postuliert. Möglicherweise haben diese "block movements" Asturien nur randlich erfaßt, so daß dort weniger ausgeprägte Vertikalbewegungen stattfanden. Als Hinweis darauf kann immerhin angeführt werden, daß die León-Linie als Trennelement zwischen dem "Asturian Block" und "Northern Leonese Block" (KRANS, 1982) schon im S Asturiens endet (vgl. Abb. 1). Ähnliches gilt für die "Sabero-Gordon-Line" (RUPKE, 1965) zwischen dem "Northern Leonese Block" und dem "Southern

Leonese Block" (KRANS, 1982), die nicht bis nach Asturien hineinreicht. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang, daß innerhalb der La Vid-Formation die biostromale Fazies der Mittleren Kalk-Einheit und die Bryozoenbiostrome der Oberen Kalk-Einheit den Verlauf der "Sabero-Gordon-Line" nachzeichnen.

9.4 Der Anschluß der Kantabrischen Zone an die Westasturisch-Leonesische Zone

Das Devon der Westasturisch-Leonesischen Zone (LOTZE, 1963), die sich um die konvexe Seite der Kantabrischen Zone herumlegt, ist in der Nachbarschaft des Leonesischen Unterdevons weitgehend abgetragen bzw. von jüngeren Schichten überdeckt. Eine räumliche Kontinuität von N nach S ist deshalb heute nicht mehr verfolgbar. Im E Spaniens tritt jedoch ein devonischer Sedimentationsraum in Gestalt der Keltiberischen Ketten zutage, der von CARLS (1982) als subsidenter Trog mit klastischer Sedimentation charakterisiert und als östliche Fortsetzung der Westasturisch-Leonesischen Zone betrachtet wird. Es kann demnach angenommen werden, daß die nach S mächtiger werdenden Tonschiefer der La Vid-Formation die Überleitung zu diesem Trog und damit zur Westasturisch-Leonesischen Zone andeuten.

Eine Tendenz vom Schelf zum Becken läßt sich auch in Palencia innerhalb der Lebanza- und Abadía-Formation feststellen (KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN, 1982). Die Entwicklung zur Beckenfazies ist dort von NW nach SE gerichtet.

Der Übergangsbereich zur Beckenfazies der Westasturisch-Leonesischen Zone liegt in Palencia weiter im N als in

León. Es handelt sich um etwa 15 km.

Die Westasturisch-Leonesische Zone beschreibt also in Palencia eine Ausbuchtung nach NW in die Kantabrische Zone hinein (KRANS et al., 1982, Abb. 9). An dieser Stelle sei jedoch an die mehrfachen Hinweise für eine paläogeographische Kontinuität zwischen dem Unterdevon in León und Palencia erinnert. Legt man in diesem Zusammenhang die KRANS´sche (1982) Block Movement-Theorie zugrunde, so läßt sich diese Kontinuität sogar rekonstruieren: Der "Palentian Block" und der östliche Teil des "Northern Leonese Block" (der Bereich des heutigen Esla-Tales) sanken ab dem oberen Siegen ab. Das war der Zeitpunkt, an dem sich die Westasturisch-Leonesische Zone nach NW ausbuchtete und die Karbonate der Lebanza-Formation von den Schiefern der Abadía-Formation überdeckt wurden. Der östliche Teil des "Northern Leonese Block" sank jedoch weniger stark ab als der "Palentian Block" (KRANS, 1982), weshalb sich bei ersterem das Vordringen der Westasturisch-Leonesischen Zone weniger stark bemerkbar machte. Immerhin wich aber auch dort die karbonatische Fazies ab dem oberen Siegen nach N zurück (vgl. Kap. 8.2.3, 8.2.4 und 8.2.6): Der Südrand der Karbonate bog im Bereich des Esla-Tales in eine NE-Richtung um (Abb. 36 und 37). Verlängert man diese Linie weiter nach NE bis nach Palencia, so trifft sie annäherungsweise auf den - ebenfalls NE-SW streichenden - Südrand der Lebanza-Kalke. Dieser Umstand macht eine paläogeographische Kontinuität zwischen León und Palencia spätestens ab dem oberen Siegen sehr wahrscheinlich. Ab dem Ems wird dies auch durch faunistische Parallelen gestützt (vgl. Kap. 7.9).

10 Die Stellung des Kantabrischen Unterdevons im Westeuropäischen Variszikum

Wie im vorausgegangenen Kapitel gezeigt wurde, muß das Unterdevon der Kantabrischen Zone im Zusammenhang mit dem der Westasturisch-Leonesischen Zone betrachtet werden. Dieser Zusammenhang ist bis ins Mitteldevon zu verfolgen (CARLS, 1982) und bestand offenbar auch während des Altpaläozoikums (WALTER, 1977). Vor diesem Hintergrund soll nun der Versuch einer Einordnung des untersuchten Sedimentationsraumes in das Variszikum Westeuropas unternommen werden.

Zuvor sei die paläogeographische Situation im Unterdevon des nördlichen Iberiens kurz rekapituliert:

Im Inneren der Kantabrischen Zone (vgl. Abb. 3) herrschten zumindest zeitweilig festländische Verhältnisse. Dies zeigen z.B. die Delta-Sedimente und Verlandungshorizonte in der Dolomit-Einheit der La Vid-Formation an. Den sich nach W und S anschließenden Außenrand der Kantabrischen Zone nahm ein Schelfmeer ein (vgl. Kap. 8), das in das "Stillwasser-Becken" der Westasturisch-Leonesischen Zone überging.

Dieses Stillwasser-Becken wurde aus der Galizisch-Kastilischen Zone (Abb. 3), die sich im W und S anlagerte, mit klastischen Sedimenten beliefert. Die galizisch-Kastilische Zone war zu dieser Zeit eine mobile Becken- und Schwellenregion mit zeitweilig aufsteigenden Abtragungsgebieten.

Demnach existierten im Unterdevon zwei zeitweise festländische Liefergebiete: Eines im Inneren der Kantabrischen Zone und ein weiteres in Form der Galizisch-Kastilischen

Zone. Dazwischen befand sich das "Westasturisch-Leonesische Aulakogen" (VAN DER MEER MOHR et al., 1981).

Eine Verbindung dieses Aulakogens zum offenen Ozean kann im NW, im E oder auch in beiden Richtungen existiert haben. Verschiedenes deutet jedoch darauf hin, daß das Aulakogen nach NW zum Ozean hin geöffnet war. Es sei daran erinnert, daß sich schon in den basalen Einheiten der La Vid-Formation eine Subsidenzzone abzeichnete, die nach W breiter wurde, dann nach NW umbog, im E jedoch vorerst innerhalb des Leonesischen Raumes endete (vgl. Abb. 7). Auch später, als das östliche Ende der Subsidenzzone nach E aus dem "Gesichtsfeld" wanderte, war sie nach NW zu stets breiter und zeigte auch höhere Subsidenzbeträge als im E.

Sehr deutliche, nach NW gerichtete Elemente finden sich außerdem in den Biostromen der Mittleren Kalk-Einheit (vgl. Abb. 18). Das Umbiegen des äußeren Biostromgürtels nach NW ist besonders ausgeprägt. Darüberhinaus zweigen zwei Biostrom-Rücken nach NW von diesem Gürtel ab. Im übrigen zeigt auch die Mächtigkeitsverteilung der Lebanza-Formation in Palencia ein NW-SE streichendes Muster (vgl. KRANS, GUIT & VAN OFWEGEN, 1982, Abb. 9).

Ausgehend von der Annahme eines Aulakogens mit einer Verbindung zum Ozean im NW soll nun überprüft werden, wie diese Vorstellung mit den gegenwärtig diskutierten Hypothesen zur Paläogeographie und Geodynamik des Westeuropäischen Variszikums vereinbar ist.

PAPROTH (1982) fordert in Anlehnung an BLESS et al. (1977) eine Rotation Iberiens um 90° gegen den Uhrzeigersinn im vorpermischen Paläozoikum; dies zusätzlich zu einer nachpaläozoischen, gleichsinnigen Drehung um 40° im Sinne von CAREY (1958). Dies ergäbe eine Rotation um insgesamt 130°.

Begründet wird diese Hypothese u.a. damit, daß Iberien sich in dieser Position in den "Hercynian Foldbelt" und die damit zusammenhängenden tektogenetischen Gürtel einpassen läßt, die von Mitteleuropa über Frankreich und Spanien bis nach Nordamerika ziehen. Diese Aussage gilt für das Devon und das Karbon. Faunistische Daten von BLESS et al. (1977) passen in diese Hypothese. Auch das angenommene Aulakogen ließe sich sinnvoll einordnen. Es würde sich nach S zur Paläotethys hin öffnen (Abb. 39).

Abb. 39: Paläogeographie des Westeuropäischen Variszikums nach BLESS et al. (1977). Pfeil = Position des Westasturisch-Leonesischen Aulakogens. Aus: PAPROTH (1982, Abb. 3).

Die von CARLS (1982) nachdrücklich geforderte Kontinuität zwischen der Westasturisch-Leonesischen Zone und der Bretagne/Normandie widerspricht jedoch der Hypothese von PAPROTH (1982). Auch die engen Beziehungen mitteleuropäischer Ostrakodenfaunen zu solchen aus der Kantabrischen Zone, wie sie BECKER (1980) festgestellt hat, passen nicht in dieses Bild.

Nach AUTRAN & COGNÉ (1980) lag Iberien innerhalb eines "Ebro-Aquitanischen Mikrokontinentes", der im S an Gondwana angeschlossen war und im N an die ozeanische Kruste der "Paläo-Tethys" stieß. Im Rahmen einer geringen Rotation Gondwanas gegen den Uhrzeigersinn wurde der Ebro-Aquita-

nische Mikrokontinent im Devon nach NE bewegt und die ozeanische Kruste der Paläo-Tethys unter den "Cadomischen Block" subduziert, bis der Mikrokontinent mit diesem kollidierte. Das Ergebnis dieser Kollision ist die "Cordillère ligérienne" der südlichen Bretagne und der Vendée (Abb. 4o).

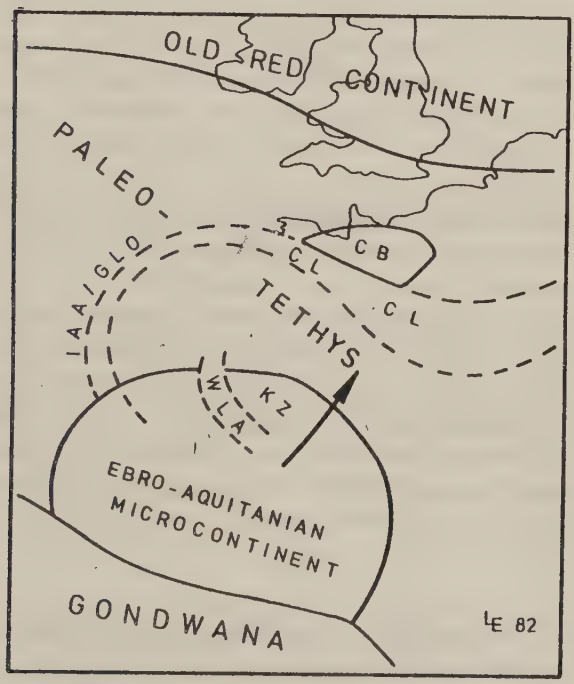


Abb. 4o: Geodynamik im Westeuropäischen Variszikum nach AUTRAN & COGNE (198o), MATTE & BURG (1981) und KULLMANN, SCHÖNENBERG & WIEDMANN (1982). CB = Cadomischer Block; CL = Cordillère ligérienne; GLO = Galizisch-Ligerischer Orogenbogen; IAA = Ibero-Armorican Arc; KZ = Kantabrische Zone; WLA = Westasturisch-Leonesisches Aulakogen.

Nach MATTE & BURG (1981) hat die devonische Orogenzone der Cordillère ligérienne ihre Fortsetzung in einer entsprechenden Orogenzone in Galizien und Nordportugal. Eine Verbindung dieser beiden Orogene ergibt einen Bogen, den "Ibero-Armorican Arc". KULLMANN, SCHÖNENBERG & WIEDMANN (1982) bezeichnen diesen Bogen als "Galizisch-Ligerischen Orogenbogen", der einen "Nordspanisch-Aquitanischen Mikrokontinent" einrahmt. Diese Situation ist in Abb. 4o wiedergegeben.

Das von VAN DER MEER MOHR et al. (1981) angenommene Aulakogen der Westasturisch-Leonesischen Zone (s.o.) läßt sich in die Vorstellungen von AUTRAN & COGNÉ (198o), MATTE & BURG (1981) und KULLMANN, SCHÖNENBERG & WIEDMANN (1982) einfügen. Es bestehen alle paläogeographischen und geotektonischen Voraussetzungen, die für eine Öffnung des Aulakogens zur Paläo-Tethys im NW und für ein intrakontinentales Auslaufen im E erforderlich sind (vgl. Abb. 4o). Auch die lithologische Kontinuität zwischen der Westasturisch-Leonesischen Zone und der Bretagne, wie sie von CARLS (1982) gefordert wird, wäre bis zum Zeitpunkt der Kollision des Ebro-Aquitanischen Mikrokontinentes mit dem Cadomischen Block im Devon gegeben. Die faunistischen Ergebnisse von BECKER (198o) lassen diese Hypothese ebenfalls zu.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit reichen selbstverständlich nicht aus, um eine schlüssige Einordnung Kantabriens vorzunehmen oder gar eine der vorgestellten Hypothesen zu favorisieren. Vielleicht können sie aber zur Ergänzung des zu diesem Themenkreis bestehenden Gedankengutes herangezogen werden.

- - - - - -

- Literatur -

ARBIZU, M. (1972): El Devonico inferior de la Costa Asturiana entre la Punta de Narvata y la Ensenada de Moniello. - Breviora geol. Asturica, XVI, 3: 33-39.

ARBOLEYA, L. (1981): La Estructura del Manto del Esla (Cordillera Cantábrica, León). - Boletín Geológico y Minero, XCII-I: 19-4o.

AUTRAN, A. & COGNÉ, J. (198o): La zone interne de l' orogène varisque dans l' Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaine hercynienne. In: J. COGNÉ & M. SLANSKY: Géologie de l'Europe. Mém. B.R.G.M. No. 1o8: 9o-111.

BARROIS, C. H. (1882): Recherches sur les Terrains Anciens des Asturides et de la Galice. - Mém. Soc. géol. Nord, 2, 1: 63o S.

BECKER, G. (198o): Zur Verbreitung devonischer Ostracoden - mit einer Diskussionsbemerkung zur tektonischen Geschichte der Iberischen Halbinsel. - Z. dt. geol. Ges., 131: 753-77o.

BECKER, G. & SANCHEZ DE POSADA, L. C. (1977): Ostracoda aus der Moniello-Formation Asturiens (Devon; N-Spanien). - Palaeontogr., Abt. A, 158, 4-6: 115-2o3.

BINNEKAMP, J. G. (1965): Lower Devonian Brachiopods and Stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). - Leidse Geol. Meded., 33: 1-62.

BIRENHEIDE, R. & SOTO, F. M. (1977): Rugose Corals with wall-free Apex from the Lower Devonian of the Cantabrian Mountains, Spain. - Senckenbergiana lethaea, 58, 1-3: 1-23.

BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., CALVER, M. A., DEJONGHE, L., GRAULICH, J. M., HORN, M., KIMPE, W. F. M., KULLMANN, J., UEESSEN, J. P. M. Th., NAYLOR, D., OLIVEIRA, J. T., PAPROTH, E., PARIS, F., PERDIGAO, J. C., RIBEIRO, A., ROBARDET, M., SANCHEZ DE POSADA, L. & TRUYOLS, J. (1977): Y a-t-il des hydrocarbures dans le Pré-Permien de l'Europe occidentale? - Service géol. Belgique, Prof. Paper 1977/11, 148: 58 S.

BOSCH, W. J., VAN DEN (1969): Geology of the Luna-Sil Region, Cantabrian Mountains (NW-Spain). - Leidse Geol. Meded., 44: 137-225.

BROUWER, A. (1962): Deux types faciels dans le Dévonien des Montagnes cantabriques. - Brev. Geol. Astur., VI (1-4): 49 - 51.

BUGGISCH, W., MEIBURG, P. & SCHUMANN, D. (1982): Facies, Paleogeography and Intra-Devonian stratigraphic gaps of the Asturo-Leonese Basin (Cantabrian Mts./Spain). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 163, 2: 212-23o.

CAREY, S. W. (1958): A tectonic approach to continental drift. - Symp. continental drift, Publ. geol. Dept. Univ. Tasmania, 59: 177-345.

CARLS, P. (1982): Das Kantabrische Devon und der Ibero-Armorikanische Bogen aus keltiberischer Sicht. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 163, 2: 183-187.

COMTE, P. (1958): Recherches sur les Terrains Anciens de la Cordillère Cantabrique. - Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 6o: 44o S.

DE COO, J. C. M. (1974): Lithostratigraphy of the Devonian Santa Lucía Limestones in León, Spain. - Dissertation, Leiden, Niederlande: 87 S.

EVERS, H. J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma Rivers, Cantabrian Mountains, NW-Spain. - Leidse Geol. Meded., 41: 83-151.

FOLK, R. L. & PITTMAN, J. S. (1971): Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. - J. sedim. Petrol., 41: 1o45-1o58.

GOLDRING, R. & LANGENSTRASSEN, F. (198o): Open Shelf and Near-Shore clastic Facies in the Devonian. - Special Papers in Paleontology, 23: 81-97.

GRIMM, W. D. (1962): Idiomorphe Quarze als Leitmineralien für salinare Fazies. - Erdöl und Kohle Erdgas Petrochemie, 15, 11: 88o-887.

JENKYNS, H. C. (1978): Pelagic Environments. In: H. G. READING (1978):Sedimentary Environments and Facies. Blackwell Scientific Publications, London.

JUNGE, C. (1979): The Importance of Mineral Dust as an atmospheric constituent. - In: C. MORALES (Editor): Saharan Dust. Scope, 14: 49-6o.

KRANS, T. F. (1982): Block-movements and sedimentation in the Upper Silurian and Lower Devonian of the Cantabrian Mountains (NW-Spain). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 163, 2: 163-172.

KRANS, T. F., GUIT, F. A. & VAN OFWEGEN, L. P. (1982): Faciés patterns in the Lower Devonian carbonates of the Lebanza Formation (Cantabrian Mountains, Province of Palencia, NW-Spain). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 163, 2: 192-211.

KRINSLEY, D. & TAKAHASHI, T. (1962): Surface Textures of Sand Grains: An Application of Electron Microscopy. - Science, 135: 923-925.

KULLMANN, J. (196o): Die Ammonoidea des Devon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). - Abh. Math.-Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Liter. Mainz, 196o (7): 1o5 S.

KULLMANN, J. (1965): Rugose Korallen der Cephalopodenfazies und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). - Abh. Math.-Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Liter. Mainz, 1965 (2): 168 S.

KULLMANN, J. & SCHÖNENBERG, R. (1975): Geodynamische und paläökologische Entwicklung im Kantabrischen Variszikum (Nordspanien). - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1975 (3): 151-166.

KULLMANN, J., SCHÖNENBERG, R. & WIEDMANN, J. (1982): Subsidenz-Entwicklung im Kantabrischen Variszikum und an passiven Kontinentalrändern der Kreide - Vergleichsfälle? Versuch einer Antwort. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 165, 1: 177-183.

LEWEKE, B. (1982): The Transition from sandy to carbonate Sedimentation in the Lower Devonian of the Southern Cantabrian Mountains (La Vid-Formation). - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 163, 2: 188-192.

LLOPIS-LLADO, N. (1967): Sur le Dévonien Inférieur des Asturies (Espagne). - Mém. Bureau Rech. Géol. Minière, 33: 265-278.

LOTZE, F. (1963): Die variszischen Gebirgszusammenhänge im westlichen Europa. - Giorn. Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2a, 31: 393 - 412.

LÜTKE, F. (1974): Unterdevonische Tentaculiten (Dacryoconarida) des SW-Harzes. 2. Die Gattungen *Viriatellina* BOUČEK 1964 und *Metastyliolina* BOUČEK & PRANTL 1961. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1974 (7): 398-414.

MATTE, PH. & BURG, J. P. (1981): Sutures, thrusts and nappes in the Variscian Arc of Western Europe: plate tectonic implications. - Thrust and Nappe Tectonics. 1981. The Geological Society of London.

MEER MOHR, C. G., VAN DER, KUYPER, R. P., VAN CALSTEREN, P. W. C. & DEN TEX, E. (1981): The Hesperian Massif: from Japetus Aulacogen to ensialic Orogen. A model for its development. - Geol. Rdsch., 7o: 459-472.

PAPROTH, E (1982): The Variscian geographic position of the Iberian Peninsula. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 163, 2: 284-286.

POLL, K. (197o): Stratigraphie und Tektonik an der Wende Silurium/Devon im westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). - Sitzungsber. Physik.- med. Soz. Erlangen, 83/84: 32 - 176.

RADIG, F. (1958): Stratigraphie und Tektonik der Asturischen Küste zwischen San Esteban de Pravia und dem Cabo de Torres (Prov. Oviedo, Nordspanien). - Dissertation, Münster.

- - - (1962): Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). - Geol. Rdsch., 51: 249-267.

REUTHER, C. D. (1977): Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) - Küstenbewegungen und Faziesdifferenzierung im Übergang Geosynklinale-Orogenese. Clausth. Geol. Abh., 28: 122 S.

RILEY, C. M. & BYRNE, J. V. (1961): Genesis of Primary Structures in Anhydrite. - J. Sed. Petr., 31, 4: 553-559.

RUHRMANN, G. (1971): Riff-ferne Sedimentation unterdevonischer Krinoidenkalke im Kantabrischen Gebirge (Spanien). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971: 231-248.

RUPKE, J. (1965): The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). - Leidse Geol. Meded., 32: 1-74.

SITTER, L. U., DE (1962): The Structure of the Southern Slope of the Cantabrian Mountains: Explanation of a geological map with sections. Scale 1:1oo ooo. - Leidse Geol. Meded., 26: 255-264.

SMITS, B. J. (1965): The Caldas Formation, a new Devonian Unit in León (Spain). - Leidse Geol. Meded., 31: 179-187.

SOTO, F. M. (1981): *Synaptophyllum* aus dem Unterdevon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1981 (2): 91-99.

- - - (1982): *Synaptophyllum* (Rugosa) aus dem Unterdevon des Kantabrischen Gebirges (Colle, Prov. León). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 163, 2: 236-238.

STAALDUINEN, C. J., VAN (1973): Geology of the area between the Luna and Torio Rivers, Southern Cantabrian Mountains, NW Spain. - Leidse Geol. Meded., 49: 167-2o5.

TILL, R. (1978): Arid Shorelines and Evaporites. - In: H. G. READING (1978): Sedimentary Environments and Facies. - Blackwell Scientific Publications, London.

VEEN, J., VAN (196[illegible]): The tectonic and stratigraphic History of the Cardaño Area, Cantabrian Mountains, NW Spain. - Leidse Geol. Meded., 35: 45-1o4.

WALTER, R. (1977): Paläogeographie des Altpaläozoikums in Nordwest-Spanien. - Münster. Forsch. Geol. Paläont., 43: 93-12o.

WENDT, J. (197o): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 197o (7): 433-448.

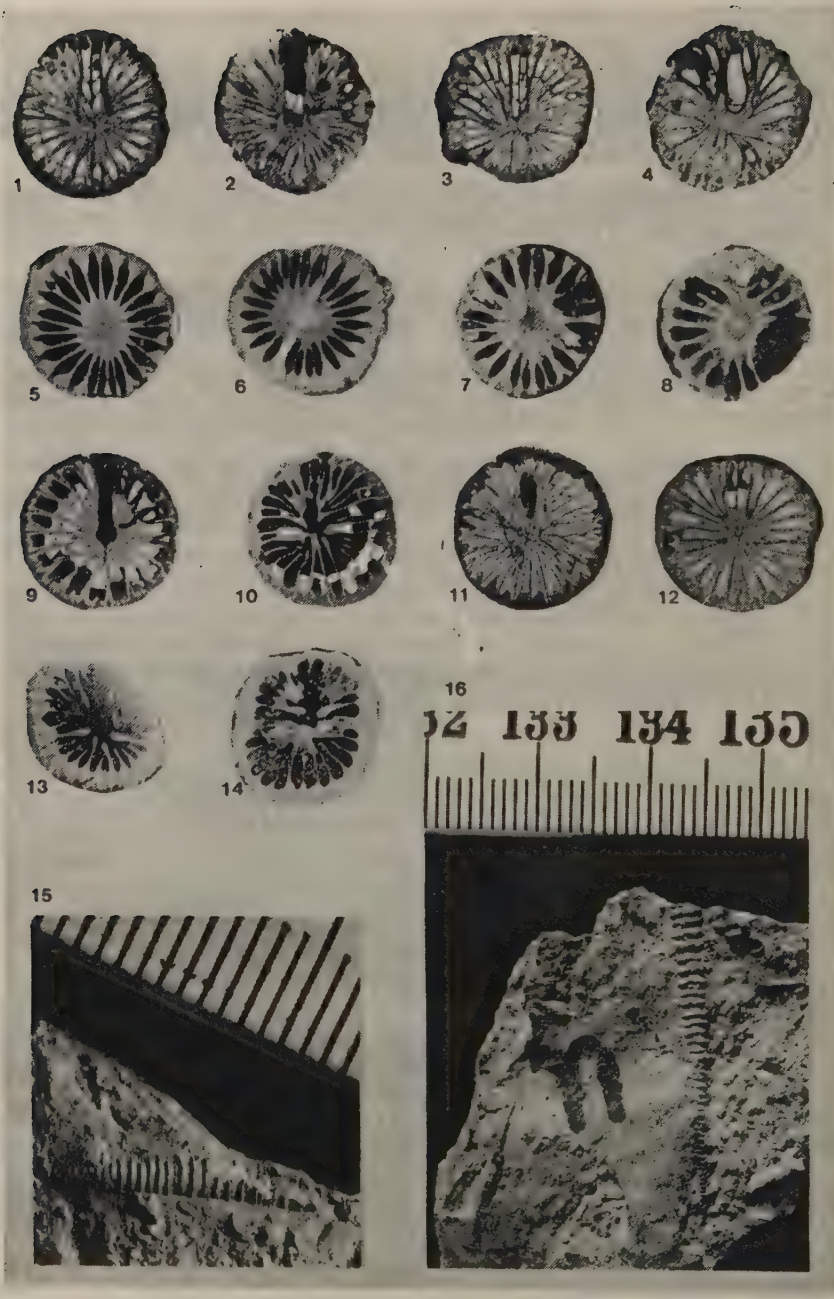
WEST, J. M. (1975): Evaporites and associated Sediments of the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic) of Dorset. - Proc. Geol. Ass., 86, 2: 2o5-225.

WILSON, J. L. (197o): Depositional facies across carbonate shelf margins. - Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Socs., 2o: 229-233.

- - - (1974): Characteristics of carbonate platform margins. - Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 58: 81o-824.

- - - (1975): Carbonate Facies in Geologic History. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

- - - - -


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
133
134
135

Rugose Korallen aus der La Vid-Formation:
(Orientierung der Fotos: Hauptseptum oben)

1 *Adradosia* sp.; x 2,2.

2 *Adradosia* sp.; x 3.

3 *Adradosia* sp.; x 2.

4 *Adradosia* sp.; x 3.

5 *Barrandeophyllum cantabricum* KULLMANN 1965. x 3,9.

6 *Barrandeophyllum cantabricum* KULLMANN 1965. x 3,7.

7 *Gymnaxon weyeri* BIRENHEIDE & SOTO 1977. x 4,5.

8 *Gymnaxon weyeri* BIRENHEIDE & SOTO 1977. x 4,1.

9 *Hapsiphyllum* n. sp. A. x 2,2.

1o *Hapsiphyllum* cf. *multiseptatum* KULLMANN 1965. x 2.

11 *Hapsiphyllum* cf. *multiseptatum* KULLMANN 1965. x 2.

12 *Hapsiphyllum* cf. *simplex* KULLMANN 1965. x 3,3.

13 *Ufimia prior* KULLMANN 1965. x 2,4.

14 *Ufimia* cf. *prior* KULLMANN 1965. x 2,4.

Tentaculiten aus der La Vid-Formation:

15 *Viriatellina* cf. *hercynica* BOUČEK 1964. x 5.

16 *Viriatellina* cf. *hercynica* BOUČEK 1964. x 2.

Curriculum Vitae

Name	:	Leweke, Hans Bernd
Geburtstag und -ort	:	23.12.1946 in Opladen/Rhld.
Eltern	:	Adolf Leweke, Kaufm. Angest. i.R. Gerda Leweke, geb. Koch, Hausfrau
Staatsangehörigkeit	:	Deutsch
Familienstand	:	Seit 19.8.198o verheiratet mit Dr. Birgit Leweke, geb. Leber Am 19.7.1982 wurde unser Sohn Jakob Matthias geboren.
Schulausbildung		
von 1953 bis 1958	:	Kath. Knabenschule Leverkusen-Wiesdorf
von 1958 bis 1967	:	Staatl. Hölderlin-Gymnasium, Köln Abitur am 12.7.1967.
Berufsausbildung		
1.4.1968 - 9.7.197o	:	Kaufmännische Lehre bei AGFA GEVAERT AG, Leverkusen. Kaufmannsgehilfenbrief am 9.7.197o.
Berufstätigkeit		
1o.7.197o bis 31.8.1972	:	Industriekaufmann (Exportsachbearbeiter) bei AGFA GEVAERT AG, Leverkusen.
1.9.1972 bis 31.3.1975	:	Verkaufsgruppenleiter im Verkaufsbüro Stuttgart der AGFA GEVAERT AG, Lev.
Studium		
1.4.1975	:	Beginn des Geologiestudiums an der Eberhard-Karls-Universität, Tübingen
2.8. bis 3o.9.1977	:	Industriepraktikum bei ESSO ERZ GmbH, Nürnberg
2o.2. bis 6.3.1978	:	dto.
1.7.1978 bis 1o.1o.1979	:	Diplomarbeit bei Dr. Ch. Hemleben, Universität Tübingen.
1o.1o.1979	:	Diplom in Geologie/Paläontologie
1.2.198o bis 31.12.1982	:	Dissertation bei Prof. Dr. R. Schönenberg und Prof. Dr. J. Kullmann, Geologisches Institut der Universität Tübingen.

Meine akademischen Lehrer waren: ARNDT, BALKE, BAYH, EBERT, EINSELE, V. ENGELHARDT, ERNST, GOCHT, GÖNNENWEIN, GRELL, GÜNZL, HEMLEBEN, HERM, KULLMANN, LIPPMANN, LOESCHKE, LUTERBACHER, NAKEL, NEUGEBAUER, PICHLER, SCHÖNENBERG, SEILACHER, STRÄHLE, STROBACH, VEES, WEISKIRCHNER, WENDT, WESTPHAL und WIEDMANN.